

**JÜRGEN FRÜHN**

**TEKTONIK UND ENTWÄSSERUNG  
DES AKTIVEN KONTINENTALRANDES  
SÜDÖSTLICH DER KENAI-HALBINSEL,  
ALASKA**

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

**Kiel 1995**

**GEOMAR REPORT 39**

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
Christian Albrechts University  
in Kiel



Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel  
Zum Druck genehmigt am 3.5.1995

Redaktion der Serie: Gerhard Haass  
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,  
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass  
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,  
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT  
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT  
ISSN 0936 - 5788

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
D-24148 Kiel  
Wischhofstr. 1-3  
Telefon (0431) 7202-0  
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
D-24148 Kiel / Germany  
Wischhofstr. 1-3  
Telephone (49) 431 / 7202-0  
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50



## Abstract

<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Motivation und Zielsetzung	1
1.2 Geologischer Überblick	3
1.3 Stratigraphische und sedimentologische Beschreibung des Untersuchungsgebietes	6
<b>2. Datenbasis und technische Voraussetzungen</b>	<b>10</b>
2.1 Das reflexionsseismische Datennetz	10
2.2 Die Bohrlochdaten	11
2.3 Bathymetrie	11
2.4 Technische Voraussetzungen	12
<b>3. Die Bearbeitungs-Sequenz</b>	<b>14</b>
<b>4. Das seismische Processing</b>	<b>16</b>
4.1 Die seismische Bearbeitungs-Sequenz	16
4.2 Verfahren zur Multiplenunterdrückung	20
4.3 Migration komplexer Strukturen	21
<b>5. Geologische Interpretation und palinspastische Rekonstruktion</b>	<b>24</b>
5.1 Seismo-stratigraphische Beschreibung der Profile	24
5.2 Interpretation und Rekonstruktion der Profile	52
5.3 Plattentektonische Rekonstruktion der Anlagerung des Yakutat-Blocks	60
<b>6. Fluidberechnungen</b>	<b>63</b>
6.1 Methodik	63
6.2 Ergebnisse	67
<b>7. Diskussion</b>	<b>74</b>
7.1 Das Alter des Akkretionskeils	74
7.2 Korrelation markanter Strukturen und Verwerfungen	75
7.3 Ein Modell zur Entstehung des untersuchten Akkretionskeiles	80
7.4 Entwässerung im Akkretionskeil; Vergleich von berechneten Entwässerungsraten mit rezenten Messungen aus dem Untersuchungsgebiet	83
<b>8. Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>86</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>90</b>
<b>Danksagung</b>	

## Abstract

The Gulf of Alaska exhibits all the characteristic features of an active continental margin: the Pacific Plate carries thick sedimentary sequences into the subduction zone (pelagic, deep-sea-fan and terrigenous sediments) together with anomalous crustal blocks such as terranes and seamounts, and builds up one of the thickest and broadest accretionary wedges in the world. Devastating earthquakes take place (e.g. 1964), and associated volcanic activity has formed the long arc of the Aleutian Islands.

Based on a net of multichannel seismic reflection lines from the accretionary wedge off Kenai Peninsula and on advanced seismic processing methods a new attempt to image and explain the accretionary structures is presented in this thesis. As a special aspect of the accretionary evolution, dewatering is calculated from the porosity reduction along the seismic profiles.

The application of prestack depth migration has resolved new details of the structure to depth of more than 5 km below the sea floor. The seismic depth sections have been interpreted and the geometrical feasibility of the interpretations has been proved by section-balancing. We observe on all profiles across the Aleutian trench two basic accretionary modes: frontal accretion that produces the imbricated thrusting against an active buttress and accretion from underthrusting of longer, little-deformed packages (10-50 km) beneath the active buttress, which probably consists of Eocene accreted sediments. In the Southwest of the area both modes are well defined whereas in the Northeast only the presence of protothrusts indicate the starting of modern frontal accretion. High resolution bathymetry and borehole data allowed the correlation of structural features, and finally lead to the idea that we presently see different evolutionary stages along the trench, which are probably controlled by the oblique passage of the Yakutat-Terrain during the last 3 Ma and by a substantial increase in trench fill thickness (1-2,5 km) to the Northeast. The imaged part of the accretionary wedge therefore formed between 3 Ma in the Southwest and 1,5 Ma in the Northeast.

The advanced seismic method of prestack depth migration provided also a detailed interval velocity model, which was used for dewatering investigations. The velocities were transformed into porosities by means of a calibration function extracted from the regional boreholes. The calculations show that about 50% of the incoming fluid is expelled in the first twenty kilometres landwards of the deformation front. The total amount of fluids expelled during accretion increases towards the Northeast from 20.000 to 30.000 litres/day. Considering an active dewatering area of less than 4% of the lower continental slope, these expulsion rates agree within an order of magnitude with recently measured values (Suess, 1994).

## 1. Einleitung

### 1.1 Motivation und Zielsetzung

Akkretionskeile zählen in struktureller und hydrologischer Hinsicht zu den aktivsten Bereichen der Erdkruste. Sie sind das Ergebnis vielfältiger Wechselwirkungen von tektonischen und fluid-dynamischen Prozessen, die an konvergenten Plattengrenzen stattfinden. Die schwere ozeanische Kruste wird zusammen mit dem größten Teil der herangeführten ozeanischen Sedimente (bis zu 80%; von Huene und Scholl, 1991) unter die etwas leichtere kontinentale Kruste geschoben. Die oberen Schichten werden oft entlang einer horizontalen Verwerfung, der eigentlichen Plattengrenze (*décollement*), abgeschert und zu Akkretionskeilen aufgestapelt. Dabei werden die Sedimente gebrochen, gefaltet und kompaktiert und verlieren einen großen Teil der Porenwässer.

Die Erforschung dieser Gebiete liefert einen Beitrag zum besseren Verständnis der Entstehung kontinentaler und der Vernichtung ozeanischer Kruste. Die ablaufenden gebirgsbildenden Prozesse wie Akkretion, Subduktion und Anlagerung von Terranes, gehören zu den gewaltigsten Abläufen in der Erdkruste und verursachen neben heftigen Ereignissen, wie Erdbeben und Vulkanausbrüchen, aufgrund der Entwässerung der Sedimente Veränderungen im Chemismus der Ozeane. Durch den chemischen Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre gelangt ein Teil der in den Fluiden gelösten Gase in die Atmosphäre. Auf die Quantifizierung dieser möglicherweise nicht vernachlässigbaren Quelle von Treibhausgasen ist in letzter Zeit aus aktuellem Anlaß (alarmierende Veränderungen im CO<sub>2</sub>-Haushalt der Atmosphäre - *global change* Debatte) besonderes Gewicht gelegt worden.

Die Subduktionszone vor Alaska weist in geradezu exemplarischer Weise alle Merkmale eines aktiven Plattenrandes auf: die sedimentreiche pazifische Platte führt anomale Krustenblöcke mit (*seamounts* und Terranes) und baut einen der mächtigsten Akkretionskeile der Erde auf. Es finden aktiver Vulkanismus und heftige Erdbeben statt. Die Nähe zum nordamerikanischen Kontinent bedingt eine starke glazigene Überprägung der Strukturen.

Ziel dieser Arbeit ist es, die Entwicklung des jungen Akkretionskeiles südöstlich der Kenai-Halbinsel zu untersuchen. Vor allem interessiert die Frage der zeitlichen Aufeinanderfolge von Akkretion normaler ozeanischer Kruste und der Anlagerung des Yakutat-Blocks (Terrane). Als besonderer Aspekt dieser Entwicklung wird die Entwässerung im Akkretionskeil analysiert und mit rezenten Messungen verglichen. Damit trägt diese Arbeit zur Erfassung der Treibhausgase bei, die an konvergenten Plattenränder mit den Fluiden freigesetzt werden.

Die Untersuchungen stützen sich auf die Bearbeitung seismischer Daten mittels moderner Methoden, (Tiefenmigration vor dem Stapeln und Fokussierungsanalyse zur Bestimmung der Migrations-



geschwindigkeiten), auf die Verwendung hochauflösender Bathymetrie (Fächerecholot), die palinspastische Rekonstruktion der Profile und die Bearbeitung von Bohrlochdaten.

Die erstmalige Anwendung der Tiefenmigration vor dem Stapeln auf diesen Datensatz ermöglicht die Auflösung von Details, die für das Verständnis der komplexen Struktur des Akkretionskeiles unentbehrlich sind. Die hochauflösende Bathymetrie ergänzt die seismischen Profile zu einem quasi dreidimensionalen Datensatz. Dadurch können laterale Korrelationen von Strukturen und Verwerfungen vorgenommen und eine in sich schlüssige Interpretation des Gebietes erstellt werden.

Die Fokussierungsanalyse zur Bestimmung von Migrationsgeschwindigkeiten liefert ein sehr detailliertes Geschwindigkeitsmodell, welches als beste Näherung an die geologisch relevanten Intervallgeschwindigkeiten gilt. Beide Prozesse (Tiefenmigration und Fokussierungsanalyse) heben die seismische Bearbeitung auf ein technisches Niveau, welches auch in der Industrie nur durch anspruchsvolle Detailuntersuchungen erreicht wird.

Die palinspastische Rekonstruktion ermöglicht das schrittweise Zurückziehen der deformierten Schichten in einen präakkretionären Zustand, der gegenwärtig im Tiefseegraben vorliegt. Die verschiedenen Akkretionsstadien werden aus der sich ergebenden tektonischen Kürzung und der Konvergenzrate der beiden Platten rückdatiert und in Beziehung mit dem Transit des Yakutat-Blocks gebracht.

Die Entwässerung des Akkretionskeiles wird aus der Reduktion des Porenraumes entlang der Profile bestimmt. Dazu wird das seismische Geschwindigkeitsfeld mittels Bohrlochdaten aus der Region in eine Porositätsverteilung umgewandelt und der Unterschied bezüglich der undeformierten Sedimente berechnet. Die außerordentliche Güte des Geschwindigkeitsmodells und die Einschränkung des aktiven Entwässerungsbereiches anhand der seismischen Profile und der Beobachtungen vor Ort während der Forschungsfahrten SO96 und SO97 (Flüh und von Huene, 1994; Suess, 1994), ermöglichen die Berechnung von Entwässerungsraten, welche mit den direkt gemessenen (Suess, 1994) in der Größenordnung übereinstimmen. Ein zweites Ziel dieser Arbeit ist es also, neben der strukturellen Erfassung des Gebietes, die Fluidberechnungen zu optimieren und dadurch den Unterschied, der bisher zu den Ergebnissen der direkten Messung bestand, zu verringern.

Die Arbeit basiert auf den im Rahmen zweier BMFT-Projekte zusammen mit J. Kunert und M.-A. Gutscher durchgeführten Untersuchungen (vgl. Kunert, 1995). Anhand zweier benachbarter Gebiete (vgl. Abb. 1.1), sollte die Entwässerung der Sedimente aus der Reduktion des Porenraumes berechnet und die Variationen entlang der Grabenachse analysiert werden.

## 1.2 Geologischer Überblick

Die Pazifische Platte bewegt sich im Gebiet des Golfes von Alaska in ungefähr nordwestlicher Richtung auf die Nordamerikanische Platte zu und bildet mit ihr drei unterschiedliche Plattenränder (Abb. 1.1): im Osten befindet sich das Fairweather-Queen Charlotte Transformstörungssystem, im Nordwesten die Kodiak-Subduktionszone und dazwischen erstreckt sich eine südost-nordwest streichende Übergangsstörung, die sogenannte Transition Fault. Diese begrenzt nach Süden hin ein tektonisch kompliziertes Gebiet, welches vorwiegend von der Anlagerung und Verformung des Yakutat-Blocks geprägt ist (von Huene et al., 1985; von Huene, 1989; Plafker, 1987).

Aufgrund der großen Entfernung zum Entstehungsort der ozeanischen Kruste, am Juan de Fuca-Gorda Rückensystem (*spreading center*), und der Nähe des plattentektonischen Wanderweges zum nordamerikanischen Kontinent, weist die Pazifische Platte eine Reihe von Besonderheiten auf, welche die Struktur der nördlichen Plattenränder entscheidend mitbestimmen. Es sind dies erstens die zahlreichen Terranes, welche im Laufe der Zeit angelagert und/oder subduziert wurden, zweitens großflächige *seamount* Provinzen (untermeerische Vulkane) und schließlich ausgedehnte Tiefseefächer, welche die pelagischen Sedimente überdecken.

Von besonderem Interesse für das vorliegende Untersuchungsgebiet (Abb. 1.1) ist die gegenwärtige Subduktion des Surveyor-Fächers am Aleutengraben und die Anlagerung und teilweise Subduktion des Yakutat-Blocks.

Der Surveyor-Fächer erstreckt sich über eine Fläche, die etwa 50% des heutigen alaskanischen Festlandes entspricht (Abb. 1.1). Es wird angenommen (Stevenson und Embley, 1987; von Huene, 1989), daß er vor etwa 6 Ma in die Subduktion einbezogen wurde. Die Erforschung seiner stratigraphischen Zusammensetzung und Herkunft war Ziel der DSDP-Bohrung 178 (von Huene und Kulm, 1973). Danach besteht er aus überwiegend glazigenen Sedimenten, welche verschiedenen Einzugsgebieten und wechselnden Sedimentationsregimes vor British Columbia und Südost-Alaska entstammen.

Das zweite strukturbestimmende Merkmal des Gebietes, der Yakutat-Block (YB - nachfolgende Abkürzungen beziehen sich auf die Abb. 1.2), grenzt mit den Fairweather-Queen Charlotte Transformstörungssystemen (FF/QC) unmittelbar an die Nordamerikanische Platte (NP). Nach Nordwesten hin erstreckt er sich bis zu den Chugach-Saint Elias und Kayak Überschiebungen (C-S/KZ) und ist im Süden durch die Transition Fault (TF) begrenzt (Bruns, 1983; von Huene et al., 1985).

Zur tektonischen Geschichte dieses Terranes und zu dessen Einfluß auf die Entwicklung des gesamten Gebietes gibt es eine Fülle von geologischen, paläontologischen, paläomagnetischen und geophysikalischen Daten, aber es gibt noch kein Modell, welches alle Daten gleichermaßen

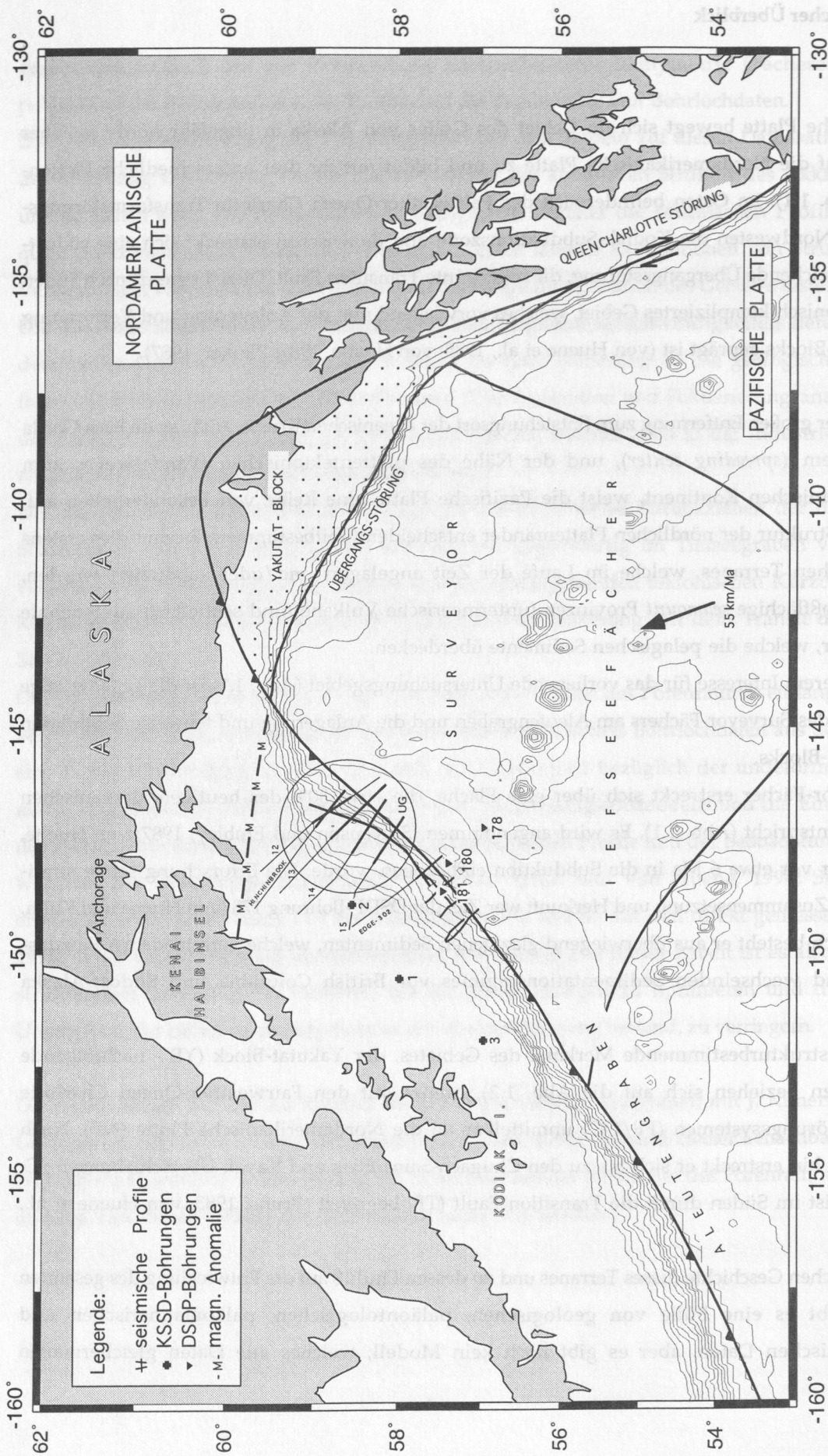


Abb. 1.1: Golf von Alaska. Das Untersuchungsgebiet (UG) und die wesentlichen plattentektonischen Elemente (Plattengrenzen, Konvergenz) sind zu erkennen. Die seismischen Profile außerhalb des UG sind von J. Kunert (1995) bearbeitet worden und werden hier hinsichtlich der Variabilität geologischer Strukturen und Fluidverlusten berücksichtigt.



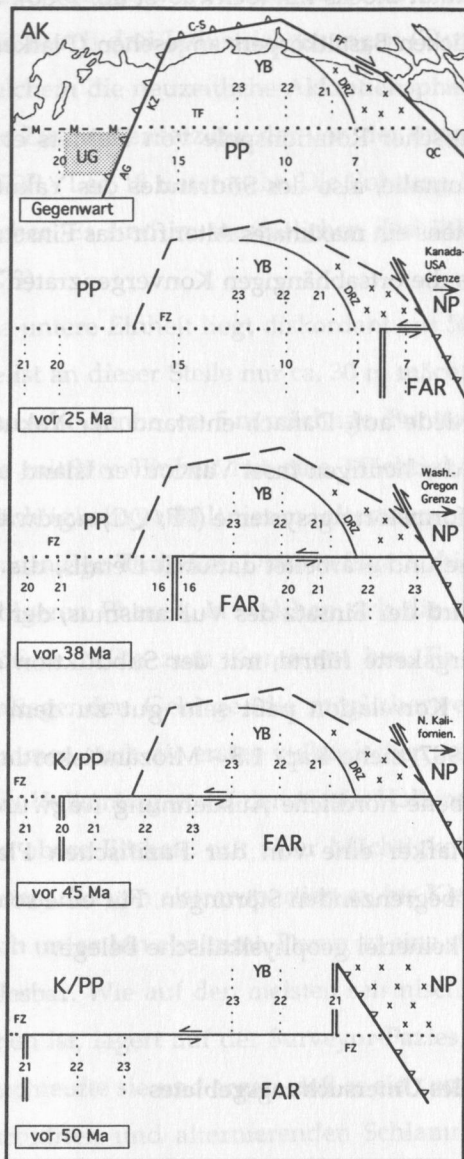


Abb. 1.2: Schematische Darstellung der Entwicklungsgeschichte des Yakutat-Blocks nach Bruns (1983). Zeichenerklärung im Text.

befriedigt. Im wesentlichen werden zwei Vorstellungen diskutiert: Plafker (1987) berücksichtigt überwiegend geologische Daten (Korrelation von Lithologie, Verwerfungszonen, Vulkanismus), während Bruns (1983) den Schwerpunkt auf geophysikalische Befunde legt und paläomagnetische und paläontologische Daten hinzuzieht. In dieser Arbeit ist das Brunssche Modell bevorzugt worden, weil es für die hier interessierende rezente Entwicklung (5 Ma) widerspruchsfrei erscheint. Das Modell ist in der Lage, viele der beobachteten strukturellen und stratigraphischen Besonderheiten des Yakutat-Blocks zu erklären, und es befindet sich im Einklang mit paläoklimatischen und paläontologischen Studien (Keller et al., 1984; von Huene et al., 1985) aus diesem Gebiet.

Der plattentektonische Wanderweg des Yakutat-Blocks relativ zur Nordamerikanischen Platte ist durch Rückrotation der Pazifischen (PP) und der Kula Platte (K) rekonstruiert worden. Danach entstand dieses Terrane während der Subduktion des nördlichen Kula-Farallon *spreading center* und dem damit einhergehenden Absplittern eines Teils der Nordamerikanischen Platte vor ungefähr 45 Ma auf der Höhe des heutigen Nordkalifornien. Die Schweißnaht der kollidierten Teile verläuft entlang der Dangerous River Zone (DRZ). Auf der anschließenden Wanderung Richtung Norden erhielt es seine heutige stratigraphische Zusammensetzung. Es handelt sich dabei hauptsächlich um klastische und glazigene Sedimente, welche den gemischten ozeanisch-kontinentalen Sockel überdecken.

Gegenwärtig bewegt sich der Yakutat-Block zusammen mit der Pazifischen Platte und kollidiert mit Alaska (AK). Die scharfe südliche Abgrenzung ist an der ehemaligen Transformstörung (FZ) entstanden, entlang welcher der südliche Teil des Kula-Farallon *spreading center* Richtung Nordamerikanische Platte gewandert ist. Ihre gegenwärtige Lage ist von einer magnetischen Anomalie gekennzeichnet (Abb. 1.1), deren Amplitude nach Westen hin deutlich abnimmt. Die Abnahme deutet auf die Subduktion dieses Teils des Yakutat-Blocks hin (Schwab et al., 1980). Als Quelle der Anomalie wird das Fragment eines 4 - 5 km dicken Basaltkörpers angesehen (Plafker et al., 1980), welcher Teilen des Yakutat-Blocks unterliegt.

Basierend auf den Berechnungen rezenter plattentektonischer Rotationspole von DeMets et al. (1990) ist in dieser Arbeit (Kap. 5.3) die Lage dieser Anomalie, also des Südrandes des Yakutat-Blocks, in den letzten 4 Ma zurückverfolgt worden, um erstens ein maximales Alter für das Einsetzen der rezenten Akkretionsphase zu berechnen und zweitens die ortsabhängigen Konvergenzraten für das Untersuchungsgebiet (UG) zu bestimmen.

Das Modell von Plafker weist dazu erhebliche Unterschiede auf. Danach entstand der Yakutat-Block vor etwa 50 Ma direkt an der Küste auf der Höhe der heutigen Insel Vancouver Island und wanderte entlang der Fairweather-Queen Charlotte Transformierungssysteme (FF/QC) nordwärts. Anders als Bruns integriert Plafker vulkanische Ereignisse und erarbeitet dadurch Details, die für das Verständnis der Entwicklung sehr wichtig sind. So wird der Einsatz des Vulkanismus, der vor etwa 25 - 20 Ma zur Herausbildung der Wrangell Gebirgskette führte, mit der Subduktion des nördlichen Teiles des Yakutat-Blocks korreliert. Diese Korrelation paßt sehr gut zu dem im Untersuchungsgebiet registrierten Hiatus (von Huene, 1987; siehe Kap. 1.3 - Miozändiskordanz) zwischen 20 und 6 Ma und läßt die von Bruns angegebene nördliche Ausdehnung fragwürdig erscheinen. Für die rezente Entwicklung postuliert Plafker eine von der Pazifischen Platte unabhängige Rotation des Yakutat-Blocks entlang der ihn begrenzenden Störungen. Für eine solche Bewegung entlang der Transition Fault gibt es allerdings keinerlei geophysikalische Belege.

### 1.3 Stratigraphische und sedimentologische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich am nordöstlichen Rand der Kodiak-Subduktionszone und überdeckt den Bereich des modernen Akkretionskeils von der Grabenachse bis zum besonders gut ausgeprägten Mittelhang-Plateau (*mid-slope-topographic-break*, Abb. 1.1).

Die Kodiak-Subduktionszone erstreckt sich zwischen Aleutengraben und der Border Ranges Fault, welche die Schweißnaht des Chugach Terranes mit Alaska darstellt (Jones, 1982). Das Gebiet ist als konvergente Plattengrenze schon in der unteren Kreidezeit aktiv gewesen und behielt diesen Charakter bis heute. Periodisch auftretender Vulkanismus bei etwa gleichbleibender Konvergenz und die vorherrschenden tektonischen Strukturen deuten auf Kollision mit anomalen Krustenblöcken hin. Es besteht aus mehreren Terranes (Chugach, Saint Elias, Ghost Rock und Prince William - bei

Plafker et al., 1994 unter *southern margin composite terrane* zusammengefaßt), die im Laufe der Zeit angelagert, deformiert und teilweise subduziert wurden. Die rezente Anlagerung des Yakutat-Blocks und des Surveyor-Fächers prägen das gegenwärtige Erscheinungsbild des Kontinentalrandes. Die damit zusammenhängende Heraushebung der älteren Akkretionsstadien ist anhand eines überregionalen Erosionsanzeichens (der oberen Miozändiskordanz) dokumentiert, welches auf vielen seismischen Profilen als Basis des neuzeitlichen *forearc* Beckens (im Schelfbereich) gefunden und durch drei Industriebohrungen (Turner et al., 1987) belegt wird. Es ist auch der Zeitpunkt, an welchem die neuzeitliche Akkretionsphase eingeleitet wurde (von Huene et al., 1987).

Die Zusammensetzung der von der ozeanischen Platte herangeführten Sedimente wurde während DSDP - Leg 18 untersucht. Die Bohrung 178 durchteufte den dort etwa 800 m mächtigen Surveyor-Fächer. Es sind im wesentlichen drei lithologische Einheiten zu erkennen (von Huene und Kulm, 1973):

Die untere Einheit liegt diskordant auf 50 Ma alter basaltischer, ozeanischer Kruste (Anomalie 20). Sie ist an dieser Stelle nur ca. 30 m mächtig und besteht aus pelagischem Schiefer-ton. Darüber liegt eine sehr dünne, ca. 5 m mächtige, Buntton-Kreideschicht (unteres Miozän).

Die mittlere Einheit hat eine Mächtigkeit von etwa 500 m und beinhaltet in unterschiedlichen Mächtigkeitsverhältnissen alternierende Diatomeenschlämme, wenig sortierte sil-tige und feinsandige Turbidite. Diese heftige turbiditische Sedimentation und die periodisch vorkommenden ruhigeren Phasen, in welchen sich die diatomeenreichen Schichten abgelagert haben, deuten auf größere Nähe zum Kontinent hin. Es spiegelt sich darin die anhaltende Heraushebung der umliegenden Gebirge, die möglicherweise von Vereisungsperioden begleitet wurde, wider. Es kommen auch die ersten vulkanischen Aschen in der oberen Miozänabfolge vor, die vermutlich von dem Vulkanbogen auf der Alaska Halbinsel stammen.

Die obere Einheit, mit einer Mächtigkeit bis etwa 300 m, besteht aus mittel- und dunkelgrauen Tonen, die von eistransportierten, bis Kieskorn großen *dropstones* durchsetzt sind, deren Häufigkeit nach unten hin abnimmt. Daran ist eine starke pleistozäne Vereisung und rasche Abtragung an Land ablesbar. Wie auf den meisten seismischen Profilen, die weit genug in die Tiefsee hineinragen, zu sehen ist, lagert auf der Surveyor-Fazies eine turbiditische Grabenfüllung. Die DSDP-Bohrung 180 durchteufte sie und ergab, daß es sich um eine höchstens 0,3 Ma alte Abfolge von gradierten sil-tigen Turbiditen und alternierenden Schlamm- und Schluffschichten handelt. An der Verteilung der eistransportierten *dropstones* lassen sich zwei Eiszeiten und eine Zwischeneiszeit ablesen. Informationen über das Maß der Verformung und Kompaktion, welche diese Sedimente während der Akkretion erleiden, lieferte die DSDP-Bohrung 181. Sie wurde auf einem Rücken niedergebracht, der aus dem hier sehr steilen Kontinentalhang (bis zu 40°) herausragt und dessen Kamm 2100 m über der Sohle des Tiefseegrabens liegt. Seine landwärtige Flanke ist weniger steil und erhebt sich bis zu ca. 500 m über eine Depression mit länglicher Form. Das durchbohrte Gestein besteht aus einer oberen Einheit aus undeformierten sil-tigem Ton, die diskordant (ca. 0,5 Ma) auf stark deformierten und verfestigten Tonsteinen liegt. Das Höchstalter der Deformation ergibt sich aus einer Lage mit Diatomeen in 104 m Bohrtiefe, die mit 0,26 Ma datiert wurde. Zu dieser Zeit oder später ist der

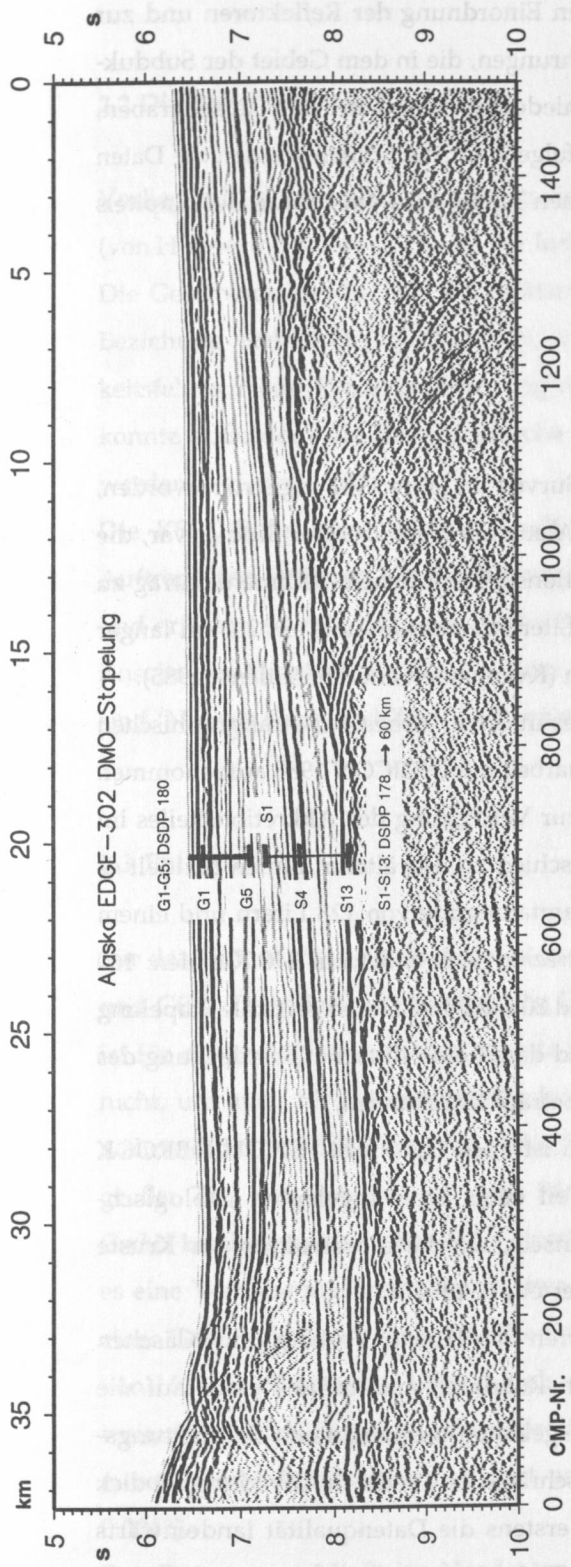


Bohrort relativ zu seiner Umgebung um 465 m gehoben worden. Danach wurden bis zu 104 m Sediment abgelagert. Das deformierte Gestein weist einen Wassergehalt von nur noch 10% auf und Kompaktionsmessungen ergaben Werte, die einer Lagerung der Schicht in 1,5 km Tiefe entsprechen. Diese dramatischen Veränderungen deuten viel eher auf starke tektonische Beanspruchung hin, als auf synsedimentäre Prozesse. Die magnetischen und bathymetrischen Messungen während der SONNE-Fahrt SO96 (Flüh und von Huene, 1994) legen sogar die Subduktion eines *seamount* nahe (vgl. auch Kunert, 1995), welche die Beobachtung extremer tektonischer Belastung an den Bohrkernen zu erklären vermag.

Die Bohrungen DSDP-178 und DSDP-180 erfassen die herangeführten Sedimente vollständig. Die gefundene stratigraphische Einteilung kann als repräsentativ für das Gebiet der Subduktionszone angesehen werden, da sie auf allen reflexionsseismischen Profilen sehr gut nachvollziehbar ist. Beide Bohrungen liegen in unmittelbarer Nähe des EDGE-302 Profiles, auf welchem die Einordnung der Reflektoren vorgenommen wurde. In Abbildung 1.3 sind die Stapelsektionen der Profile EDGE-302 und 13 zu sehen. Es sind fünf Reflektoren markiert worden:

Die unteren drei gehören zur Surveyor-Fazies und begrenzen die von Stevenson und Embley (1987) benannte untere und obere Surveyor-Sequenz. Die Reflektoren entsprechen den im DSDP-Bericht (von Huene und Kulm, 1973) definierten lithologischen Einheiten 1, 4 und 13, weshalb sie im folgenden S1, S4, und S13 genannt werden. S13 entspricht der hier etwas mächtigeren, auffälligen Wechsellagerung aus verschiedenfarbigem Tonstein und kreidigem Kalk, welche auf dem *basement* liegt und sich akustisch durch einen tieffrequenten, starken Reflektor ausweist. S4 ist als starker, kontinuierlicher Reflektor ausgebildet (Grenze zwischen unterer und oberer Surveyor-Sequenz (Stevenson und Embley, 1987)). S1 bildet massive, kontinuierliche Tonschichten als feine, scharfe Reflektoren ab.

Die oberen beiden markierten Reflektoren repräsentieren die Horizonte 1 und 5 der turbiditischen Grabenfüllung (i.f. G1 und G5). Es handelt sich in beiden Fällen um grauen, siltigen Ton mit zwischengelagerten feinsandigen Turbiditen. Bei der Übertragung auf die Profile des Untersuchungsgebietes hat sich herausgestellt, daß die Mächtigkeit des Surveyor-Fächers in etwa konstant bleibt, während die turbiditische Grabenfüllung, gemessen unmittelbar vor der Deformationsfront, von etwa 1,2 km auf EDGE-302 und Profil 15 auf etwa 2,5 km am entgegengesetzten Rande des Untersuchungsgebietes anwächst (vgl. Abb. 1.3). Es spiegelt sich darin die größere Nähe des nordöstlichen Randes zur Kontinentalmasse wider. Dieser Zuwachs wirkt sich sowohl auf die interne Struktur des Akkretionskeils aus, als auch auf die Entwässerung der inkorporierten Fluide. Strukturell ist ein Übergang von Südwest nach Nordost von geringer zu großer Steigung des Akkretionskeils zu bemerken, welcher einhergeht mit der Veränderung der Länge der Überschiebungspakete. Für die Fluide ist durch das größere Angebot erstens ein größeres ausgepreßtes Volumen zu erwarten und aufgrund der hohen Steigung des Akkretionskeils eine schnelle Entwässerung, wie die Berechnungen von Bekins und Dreiss (1992) zeigen.



9

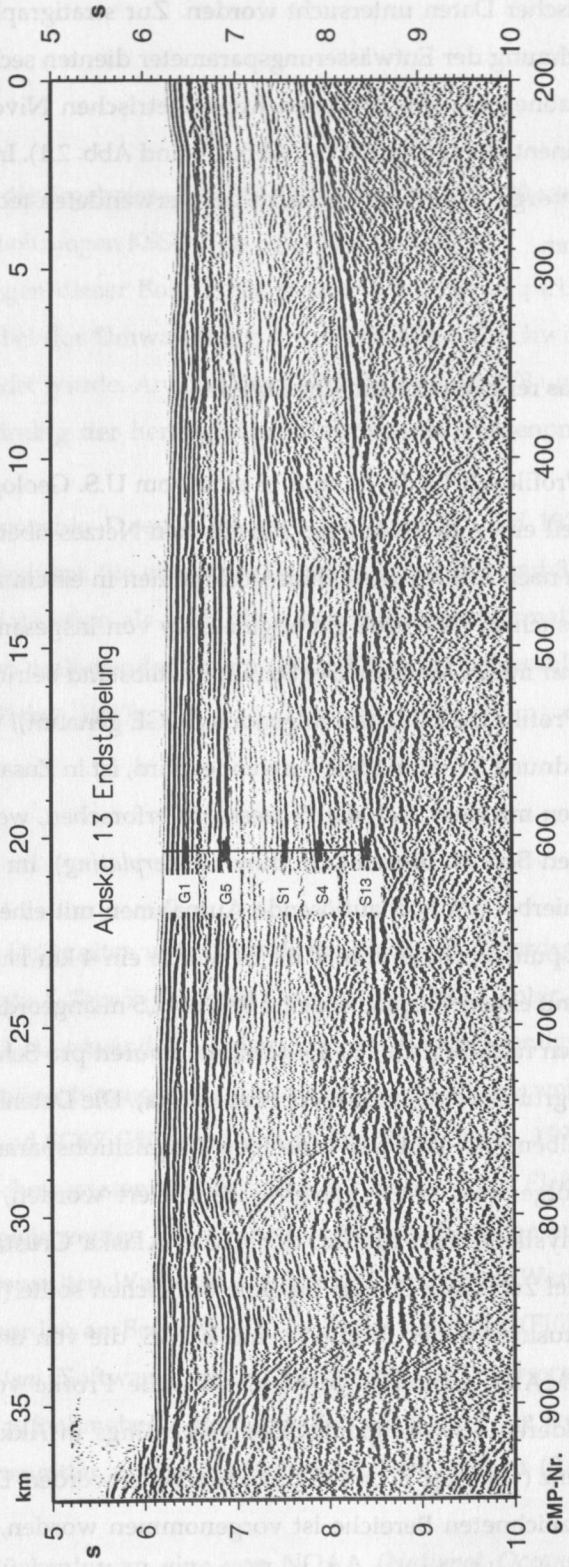


Abb. 1.3: Die stratigraphische Zuordnung der Reflektoren auf EDGE-302 ist auf das in der Mitte des Untersuchungsgebietes liegende Profil 13 übertragbar. Die Mächtigkeit der Surveyor Sedimente (DSDP 178) ist unverändert. Es ist eine Zunahme der Sedimente des Tiefseegrabens festzustellen (DSDP 180).

## 2. Datenbasis und technische Voraussetzungen

Die Struktur des Akkretionskeiles vor Alaska ist mittels reflexionsseismischer und bathymetrischer Daten untersucht worden. Zur stratigraphischen Einordnung der Reflektoren und zur Berechnung der Entwässerungsparameter dienten sechs Bohrungen, die in dem Gebiet der Subduktionszone auf verschiedenen hypsometrischen Niveaus niedergebracht wurden (Tiefseeegraben, Kontinentallhang, Schelf; vgl. Abb. 1.1 und Abb. 2.1). In den folgenden Abschnitten werden die Daten kurz vorgestellt. Eine Übersicht der verwendeten technischen Mittel wird am Schluß des Kapitels geboten.

### 2.1 Das reflexionsseismische Datennetz

Die Profile 12, 13, 14, 15 und 18 sind vom U.S. Geological Survey im Jahre 1981 registriert worden, als Teil eines großräumigen seismischen Netzes über den Aleutengraben. Ziel der Studie war, die Frage nach Kohlenwasserstoff Vorkommen in einem Akkretionskeil mit hohem Sedimenteintrag zu untersuchen. Es wurde ein *airgun-array* von insgesamt 22 Litern verwendet und ein 2,4 km langer *streamer* mit 24 Kanälen. Der Schußpunktastand betrug 50 m (Kvenvolden und von Huene, 1985).

Das Profil EDGE-302 (im folgenden EDGE genannt), welches in dieser Arbeit zur stratigraphischen Einordnung der Horizonte verwendet wird, ist in Zusammenarbeit mit DIGICON 1988 aufgenommen worden mit dem Ziel, die Prozesse zu erforschen, welche zur Verdickung des Akkretionskeiles im unteren Bereich führen (z.B. durch *underplating*). Im Unterschied zu den älteren Linien handelt es sich hierbei um hochauflösende Aufnahmen mit einer Gesamtanregung von 128 Litern und einem Schußpunktastand von 50 m. Es wurde ein 4 km langer *streamer* verwendet mit 240 Kanälen: 160 sind mit einem Gruppenastand von je 12,5 m angeordnet und 80 mit 25 m. Durch vertikale Stapelung wurden nachträglich 160 äquidistante Spuren pro Schuß und damit eine 40-fache Überdeckung des Untergrundes erzeugt (Moore et al., 1991a). Die Datennlänge beträgt 16 Sekunden.

Im selben Jahr und mit denselben Akquisitionparametern ist auch das Profil HINCHINBROOK (im folgenden TACT genannt) registriert worden, als Teil einer groß angelegten geologisch-geophysikalischen Studie, der Trans Alaska Crustal Transect, welche die Struktur der Kruste parallel zur Trans-Alaska Pipeline erforschen sollte (Brocher et al., 1994 ).

Mit Ausnahme der Profile 12 und EDGE, die von den Herren von Huene, Vosberg und Kläschen (GEOMAR) bearbeitet wurden, sind alle Profile von den Rohdaten aus, mittels einer auf die besonderen Schwierigkeiten des Processings in Akkretionsgebieten ausgerichteten Bearbeitungs-Sequenz (vgl. Kap. 3. und 4. ), neu bearbeitet worden. Die Beschränkung auf die in Abbildung 2.1 dick eingezeichneten Bereiche ist vorgenommen worden, weil erstens die Datenqualität landeinwärts merklich schlechter wird, bedingt durch die in geringer Tiefe wiederholt auftretende Multiple



(eine Bearbeitung dieses Abschnittes würde auch bei weiterem zeitlichen Rahmen nicht die nötige Qualität erreichen) und zweitens, weil nach Shipley und Moore (1986) der größte Teil der Entwässerung (etwa 90%) im vorderen Bereich des Akkretionskeiles stattfindet.

## 2.2 Die Bohrlochdaten

Vorliegende Untersuchungen stützen sich auf die Ergebnisse der DSDP-Bohrungen 178, 180 und 181 (von Huene und Kulm, 1973) und der Industriebohrungen KSSD 1 bis 3 (Turner et al., 1987).

Die Geschwindigkeits- und Porositätsmessungen dieser Bohrungen wurden zu einer empirischen Beziehung verknüpft (vgl. Kap. 6.2), welche bei der Umwandlung des seismischen Geschwindigkeitsfeldes in eine Porositätsverteilung verwendet wurde. Anhand der DSDP-Bohrungen 178 und 180 konnte außerdem die stratigraphische Zuordnung der herangeführten Sedimente vorgenommen werden (vgl. Kap. 1.2).

Die KSSD-Bohrungen (Kodiak Shelf Stratigraphic Deep Wells) wurden von *Sun Oil* 1977 im Auftrage von weiteren 13 US-Ölfirmen durchgeführt. Sie erreichen Tiefen zwischen 2,5 und 3,5 km und erfassen sowohl die neuzeitliche Beckenformation als auch die eozänen Sedimentformationen jenseits der Miozändiskordanz, welche auf den umliegenden Inseln (Kodiak Island) aufgeschlossen sind (Narrow Cape und Tugidak Formation - Fisher, 1980).

## 2.3 Bathymetrie

Für das Untersuchungsgebiet gibt es mehrere Datensätze unterschiedlicher Herkunft, Überdeckung und Güte. Der allgemein zugängliche Datensatz *E-Topo5* (National Geophysical Data Center, 1988) ist für die geologische Übersichtskarte (Abb. 1.1) verwendet worden. Seine Auflösung genügt aber nicht, um auch für die geologische Interpretation hinzugezogen zu werden. Glücklicherweise ist während der SONNE Forschungsfahrt SO96 und SO97 (Flüh und von Huene, 1994; Suess, 1994) ein großer Teil des Gebietes mit dem Fächer-Echolotsystem *Hydrosweep* der Firma *Atlas Elektronik GmbH* kartiert worden (Abb. 2.1). Durch die gleichzeitige Benutzung von 59 Schallstrahlen erreicht es eine Vermessungsbreite, die in etwa der doppelten Wassertiefe entspricht und liefert Werte mit einer Genauigkeit von etwa 1%. Die Daten wurden an Bord von Dr. Wilhelm Weinrebe (Flüh und von Huene, 1994; Suess, 1994) mittels *mb-system* (Software des *Lamont-Doherty Earth Observatory*) weiterbearbeitet. Damit wurden Störeffekte (aufnahmebedingte Ausreißer) eliminiert, die weniger zuverlässigen Randstrahlen editiert und Datengitter unterschiedlicher Feinheit erzeugt (0.001° - 0.004°).

Der Datensatz schließt im Nordosten fast lückenlos an eine von NOAA (*National Oceanic and*

*Atmospheric Administration*) Anfang der 70-er Jahre vorgenommene *Seabeam* Kartierung an. Sie ist von vergleichbarer Qualität, ist noch nie publiziert worden und wurde ebenfalls von Dr. Weinrebe bei GEOMAR in eine erweiterte Übersichtskarte integriert.

Die Lücke zwischen diesen modernen, hochauflösenden Datensätzen ist von mir aus einer unveröffentlichten bathymetrischen Karte digitalisiert und eingebunden worden. Es handelt sich um eine vom USGS 1978 erstellte Karte, die auf Daten aus der Seeschifffahrt und NOAA-Daten beruht.

In Abbildung 2.1 ist der zusammengesetzte Datensatz dargestellt. Landeinwärts von der Deformationsfront sind eine Reihe von Strukturen (Berge und Täler/Rücken) zu beobachten, die etwa parallel zum Graben verlaufen und das morphologische Abbild der Überschiebungspakete darstellen. Außerdem ist südlich von EDGE eine Einbuchtung zu sehen, die sich vermutlich durch die rezente Subduktion eines *seamount* gebildet hat, sowie mehrere Cañons im nördlichen Teil, die den akkretierten Bereich durchschneiden.

## 2.4 Technische Voraussetzungen

Sämtliche in dieser Arbeit vorgestellten Berechnungen sind im GEOMAR-Rechenzentrum mittels einer CONVEX 3220 und der daran angeschlossenen *workstations* durchgeführt worden. Für das seismische Standard Processing wurde das Softwarepaket GEOSYS der Firma Geco-Prakla benutzt. Die speziellen Verfahren der Tiefenmigration vor dem Stapeln und der Fokussierungsanalyse für die Erstellung des Geschwindigkeitsmodells konnten mit Hilfe des MIGPACK-Programms der Firma Dataid/Total angewendet werden. Die seismischen Tiefenprofile wurden mit dem *section-balancing*-Programm GEOSEC der Firma Cogniseis Development tektonisch rekonstruiert und die bathymetrischen Karten mit GMT 2.1.4 (Generic Mapping Tool, Wessel und Smith, 1991) erzeugt. Die Berechnung der Entwässerungsparameter schließlich ist von Jörg Kunert (1995) im Rahmen seiner Dissertationsarbeit automatisiert worden und konnte somit äußerst effektiv und genau durchgeführt werden.

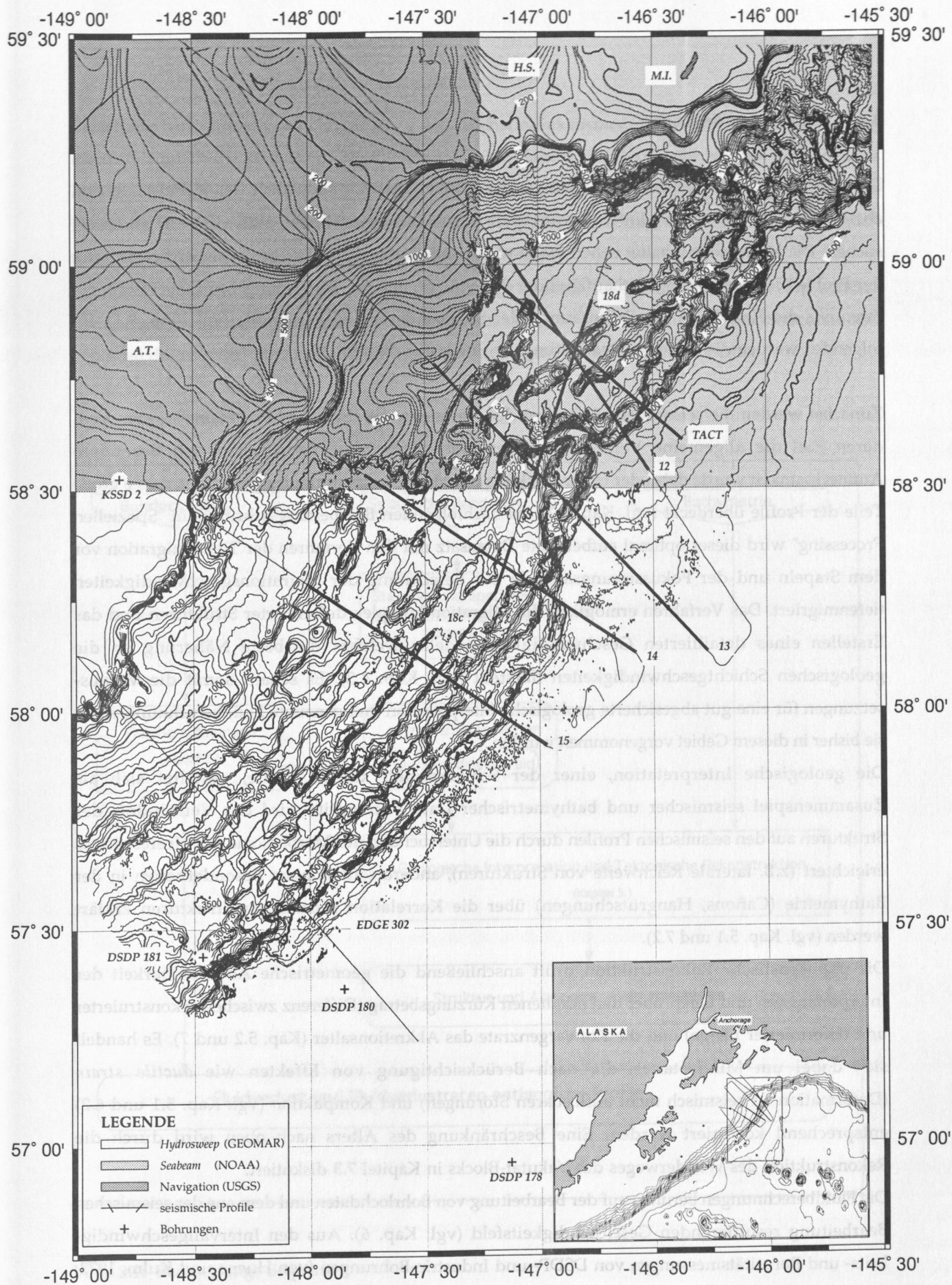


Abb. 2.1: Golf von Alaska

Bathymetrie des Untersuchungsgebietes und Lageplan der Profile und Bohrungen.  
H.S.= Hinchinbrook Seaway; M.I.= Middleton Island; A.T.= Amatuli Trough.



### 3. Die Bearbeitungs-Sequenz

Das Ziel dieser Arbeit ist es, die Struktur des Akkretionskeils südöstlich der Kenai-Halbinsel abzubilden und gleichzeitig Entwässerungsparameter (Fluidverlustraten, aktive Zonen) zu untersuchen. Die Methode beinhaltet neben moderner seismischer und strukturgeologischer Bearbeitung der Profile die Verwendung hochauflösender Bathymetrie und die Berechnung von Entwässerungsraten aus der Reduktion des Porenraumes der Sedimente entlang der Profile (vgl. Abb. 3.1). Im folgenden werden die einzelnen Bearbeitungsschritte kurz erläutert.

Zunächst werden die seismischen Rohdaten den Verfahren des "Standard Processing" unterzogen, deren Ziel die allgemeine Verbesserung des Nutz-/Störsignal Verhältnisses ist. Besondere Aufmerksamkeit wurde dabei der Unterdrückung der Meeresbodenmultiplen gewidmet, da sie große Teile der Profile überdeckt (vgl. Kap. 4.2). Im nachfolgenden Bearbeitungsschritt, dem "Speziellen Processing" wird dieser optimal aufbereitete Datensatz mit den Verfahren der Tiefenmigration vor dem Stapeln und der Fokussierungsanalyse zur Berechnung der Migrationsgeschwindigkeiten tiefenmigriert. Das Verfahren ermöglicht die Migration komplex deformierter Strukturen und das Erstellen eines detaillierten Geschwindigkeitsmodells, welches die beste Näherung an die geologischen Schichtgeschwindigkeiten darstellt (vgl. Kap. 4.3). Es schafft somit die Voraussetzungen für eine gut abgesicherte geologische Interpretation und genauere Fluidberechnungen, als sie bisher in diesem Gebiet vorgenommen wurden.

Die geologische Interpretation, einer der Schwerpunkte dieser Studie, gestaltet sich als Zusammenspiel seismischer und bathymetrischer Daten: einerseits wird das Verständnis der Strukturen auf den seismischen Profilen durch die Untersuchung der Morphologie des Meeresbodens erleichtert (z.B. laterale Reichweite von Strukturen), andererseits können Besonderheiten in der Bathymetrie (Cañons, Hangrutschungen) über die Korrelation seismischer Strukturen erklärt werden (vgl. Kap. 5.1 und 7.2).

Die palinspastische Rekonstruktion prüft anschließend die geometrische Abwickelbarkeit der Interpretationen und liefert über den erhaltenen Kürzungsbetrag (Differenz zwischen rekonstruierter und deformierter Länge) und die Konvergenzrate das Akkretionsalter (Kap. 5.2 und 7). Es handelt sich dabei um Mindestalter, die nach Berücksichtigung von Effekten wie *ductile strain* (Deformation an seismisch nicht auflösbaren Störungen) und Kompaktion (vgl. Kap. 5.1 und 6.2) entsprechend korrigiert werden. Eine Beschränkung des Alters nach oben wird durch die Rekonstruktion des Wanderweges des Yakutat-Blocks in Kapitel 7.3 diskutiert.

Die Fluidberechnungen beruhen auf der Bearbeitung von Bohrlochdaten und dem aus der seismischen Bearbeitung resultierenden Geschwindigkeitsfeld (vgl. Kap. 6). Aus den Intervallgeschwindigkeits- und Porositätsmessungen von DSDP- und Industrie-Bohrungen (von Huene und Kulm, 1973; Turner et al., 1987, siehe Kap. 2.2) wird zunächst eine empirische Porositäts-Geschwindigkeits-



Beziehung bestimmt, die zur Umrechnung des Geschwindigkeitsmodells in eine Porositätsverteilung dient. Bezüglich der undeformierten Sedimente wird daraus die Verminderung des Porenraumes berechnet, die dem Fluidverlust entlang der Profile entspricht. Dank des außergewöhnlichen Detailreichtums des Geschwindigkeitsmodells und der guten seismischen Auflösung wird es möglich sein, die wahrscheinlichsten Austrittsstellen nachzuweisen.

Die Fluidverlustraten stellen schließlich den Bezug zur aktuellen Entwässerung dar. Sie wurden über einen geologisch relativ kurzen Zeitraum von zwei bis drei Millionen Jahren berechnet und ergänzen die rezenten punktuellen Messungen um eine wichtige mittlere Komponente.

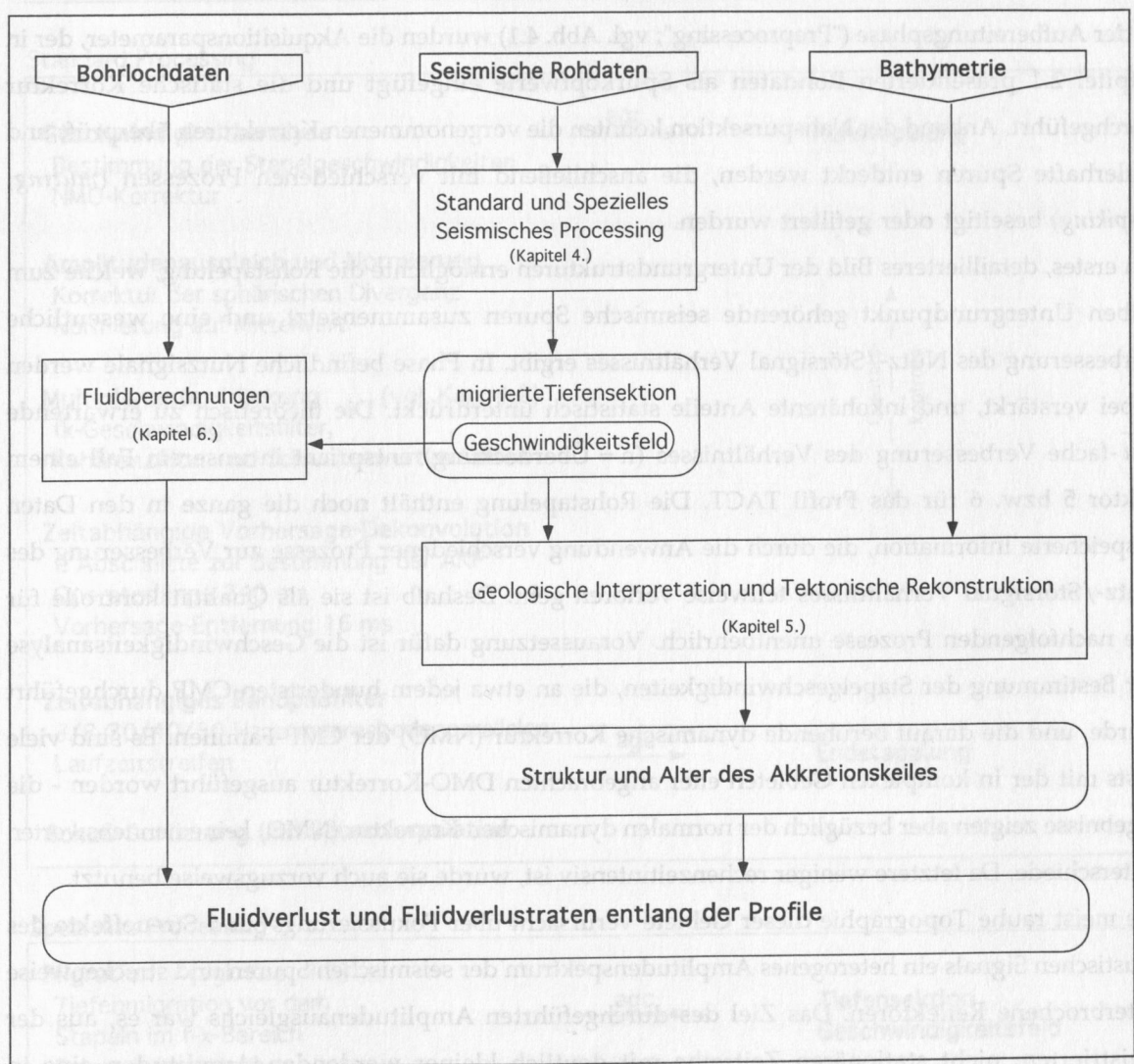


Abb. 3.1: Bearbeitungs-Sequenz

#### 4. Das seismische Processing

Die seismische Erfassung der komplexen Struktur des Akkretionskeils erfordert gegenüber dem Sonderfall des horizontal geschichteten Untergrundes eine sehr sorgfältige und durch moderne Prozesse erweiterte Bearbeitungs-Sequenz. Im folgenden wird zunächst diese Bearbeitungs-Sequenz besprochen. Anschließend werden zwei ausgewählte Bearbeitungsschritte vorgestellt, auf deren Durchführung besonderes Gewicht gelegt wurde.

##### 4.1 Die seismische Bearbeitungs-Sequenz

In der Aufbereitungsphase ("Preprocessing"; vgl. Abb. 4.1) wurden die Akquisitionsparameter, der in Kapitel 2.1 präsentierten Rohdaten als Spurkopfwerte eingefügt und die statische Korrektur durchgeführt. Anhand der Nahspursektion konnten die vorgenommenen Korrekturen überprüft und fehlerhafte Spuren entdeckt werden, die anschließend mit verschiedenen Prozessen (*muting*, *despiking*) beseitigt oder gefiltert wurden.

Ein erstes, detaillierteres Bild der Untergrundstrukturen ermöglichte die Rohstapelung, welche zum selben Untergrundpunkt gehörende seismische Spuren zusammensetzt und eine wesentliche Verbesserung des Nutz-/Störsignal Verhältnisses ergibt. In Phase befindliche Nutzsignale werden dabei verstärkt, und inkohärente Anteile statistisch unterdrückt. Die theoretisch zu erwartende  $\sqrt{n}$ -fache Verbesserung des Verhältnisses ( $n$  = Überdeckung) entspricht in unserem Fall einem Faktor 5 bzw. 6 für das Profil TACT. Die Rohstapelung enthält noch die ganze in den Daten gespeicherte Information, die durch die Anwendung verschiedener Prozesse zur Verbesserung des Nutz-/Störsignal Verhältnisses teilweise verloren geht. Deshalb ist sie als Qualitätskontrolle für alle nachfolgenden Prozesse unentbehrlich. Voraussetzung dafür ist die Geschwindigkeitsanalyse zur Bestimmung der Stapelgeschwindigkeiten, die an etwa jedem hundertsten CMP durchgeführt wurde, und die darauf beruhende dynamische Korrektur (NMO) der CMP-Familien. Es sind viele Tests mit der in komplexen Gebieten eher angebrachten DMO-Korrektur ausgeführt worden - die Ergebnisse zeigten aber bezüglich der normalen dynamischen Korrektur (NMO) keine nennenswerten Unterschiede. Da letztere weniger rechenzeitintensiv ist, wurde sie auch vorzugsweise benutzt.

Die meist rauhe Topographie dieser Gebiete verursacht über Fokussierungs- und Streueffekte des akustischen Signals ein heterogenes Amplitudenspektrum der seismischen Spuren und streckenweise unterbrochene Reflektoren. Das Ziel des durchgeführten Amplitudenausgleichs war es, aus der registrierten, nicht stationären Zeitreihe mit deutlich kleiner werdenden Amplituden eine in Näherung stationäre Zeitreihe zu gewinnen. (Schmöller, 1987). Dazu wird erstens die sphärische Divergenz durch Anwendung einer geschwindigkeitsabhängigen Verstärkungsfunktion korrigiert und zweitens werden die Amplituden in horizontaler Richtung (unter den Spuren der CMP-Familien)

## Akquisitionsparameter

### Seismische Rohdaten

Abtastrate 4 ms; Datenlänge 12/16 s; Spurabstand 100/25 m; Schußabstand 50 m;  
Überdeckung 24/40

## Preprocessing

### Editieren

Spurkopfwerte einfügen  
statische Korrektur (deep water delay)  
fehlerhafte Spuren filtern (muting  
und/oder despiking)

← agc →

### Nahspursektion

erste Übersicht der Daten

### CMP-Sortierung

## Standard Processing

### Geschwindigkeitsanalyse

Bestimmung der Stapelgeschwindigkeiten  
NMO-Korrektur

→ agc →

### Rohstapelung

### Amplitudenausgleich und Normierung

Korrektur der sphärischen Divergenz  
Normierung auf Mittelwert

### Multiplenunterdrückung (vgl. Kap. 4.2)

fk-Geschwindigkeitsfilter,  
Kohärenzfilter und Schwellenwertverfahren

Qualitäts-  
kontrolle

### Zeitabhängige Vorhersage-Dekonvolution

2 Abschnitte zur Bestimmung der AKF  
Operatorlänge 240 ms  
Vorhersage-Entfernung 16 ms

### Zeitabhängiges Bandpaßfilter

3/8-30/40/50 Hz in meeresbodenparallelen  
Laufzeitstreifen

→ agc →

### Endstapelung

### Schuß-Sortierung und Spurinterpolation

## Spezielles Processing

### Migration (vgl. Kap. 4.3)

Tiefenmigration vor dem  
Stapeln im f-x-Bereich  
Fokussierungsanalyse

→ agc →

### Tiefensektion

Geschwindigkeitsfeld

Abb. 4.1: Seismische Bearbeitungs-Sequenz.

agc = automatic gain control; AKF = Autokorrelationsfunktion.



durch Normierung angeglichen. Damit wird der Beitrag der Fernspuren für die nachfolgenden Prozesse erhöht und das Schwellenwertverfahren zur Multiplenunterdrückung vereinfacht (vgl. Kap. 4.2). Auch der lateralen Diskontinuität der Reflektoren kann damit in geringem Maße entgegengewirkt werden. In Abbildung 4.2 ist auf Profil 14 zwischen CMP 1000 und 1600 in einer Tiefe von 7 bis 8 Sekunden Zweiweglaufzeit ein dominanter Reflektor zu sehen, der gerade unterhalb des ersten Berges ( zwischen CMP 1150 und 1250) unterbrochen ist. Dieser Effekt wird dadurch verstärkt, daß beim Durchdringen eines lateral veränderlichen seismischen Geschwindigkeitsfeldes, wie es in Akkretionsgebieten typischerweise vorkommt, das Signal durch eben solche Fokussierungs- und Streueffekte stark verformt wird (Coltrin et al., 1989).

Als auffälligstes Störsignal treten ausgedehnte Bereiche multipler Reflexionen des Meeresbodens und der oberen Schichten hervor (vgl. Abb. 4.2 oben). Zu deren Unterdrückung wurden verschiedene Verfahren auf ihre Wirksamkeit getestet und zwei Alternativen zum allgemein üblichen Geschwindigkeitsfilter im f-k-Bereich gefunden, die in Kapitel 4.2 ausführlich besprochen werden. Bei den für die See-Seismik typischen Reverberationen (*ringing*) handelt es sich um energiereiche Einsätze, welche auf Seismogrammen als kurzperiodische Schwingungen in Erscheinung treten. Die Primärreflexionen werden in der Wassersäule an den Grenzflächen Wasser/Luft und Wasser/Gestein, die beide hervorragende Reflektoreigenschaften aufweisen (großer Impedanzkontrast), mehrfach reflektiert, wobei bestimmte, von der Mächtigkeit der Wassersäule abhängige Frequenzen verstärkt werden und das genannte kohärente Störsignal produzieren (Sheriff und Geldart, 1982). Dieser Einfluß wurde mittels einer Vorhersage-Dekonvolution rückgängig gemacht, deren Parameter (Vorhersage-Entfernung und Operatorlänge) in Abhängigkeit von dem *wavelet* und der Periode des *ringing* gewählt wurden. Um die Veränderungen des *wavelets* mit der Laufzeit zu berücksichtigen, wurde die Autokorrelationsfunktion in zwei Fenstern für den oberflächennahen und den Tiefenbereich getrennt bestimmt (deshalb zeitabhängige Vorhersage-Dekonvolution in Abb. 4.1). Die Auflösbarkeit der seismischen Sektion konnte damit erheblich verbessert werden (vgl. Abb. 4.2 Roh- und Endstapelung im oberflächennahen und mittleren Laufzeitbereich).

Mittels eines zeitabhängigen Bandpaßfilters wurden schließlich hochfrequente Anteile der Restmultiplen beseitigt. Die Endstapelung diente der Qualitätskontrolle. Der Vergleich mit der Rohstapelung (Abb. 4.2) legte Schwachstellen in den Parametereinstellungen offen, die durch weitere Tests optimiert werden mußten.

Mit der Rücksortierung der seismischen Spuren in Schuß-Familien und einer Spurinterpolation für die Profile mit dem relativ großen Spurabstand von 100 m ist die Standardbearbeitung abgeschlossen worden. Die Spurinterpolation bewirkt eine Verdoppelung der räumlichen Abtastung des Wellenfeldes und verringert damit Verzerrungen aufgrund von *aliasing* bei besonders steilen Reflektoren und Diffraktionshyperbeln.

Ziel und Höhepunkt des seismischen Processings war die Anwendung der Tiefenmigration vor dem Stapeln und der Fokussierungsanalyse zur Bestimmung der Migrationsgeschwindigkeiten. Diese



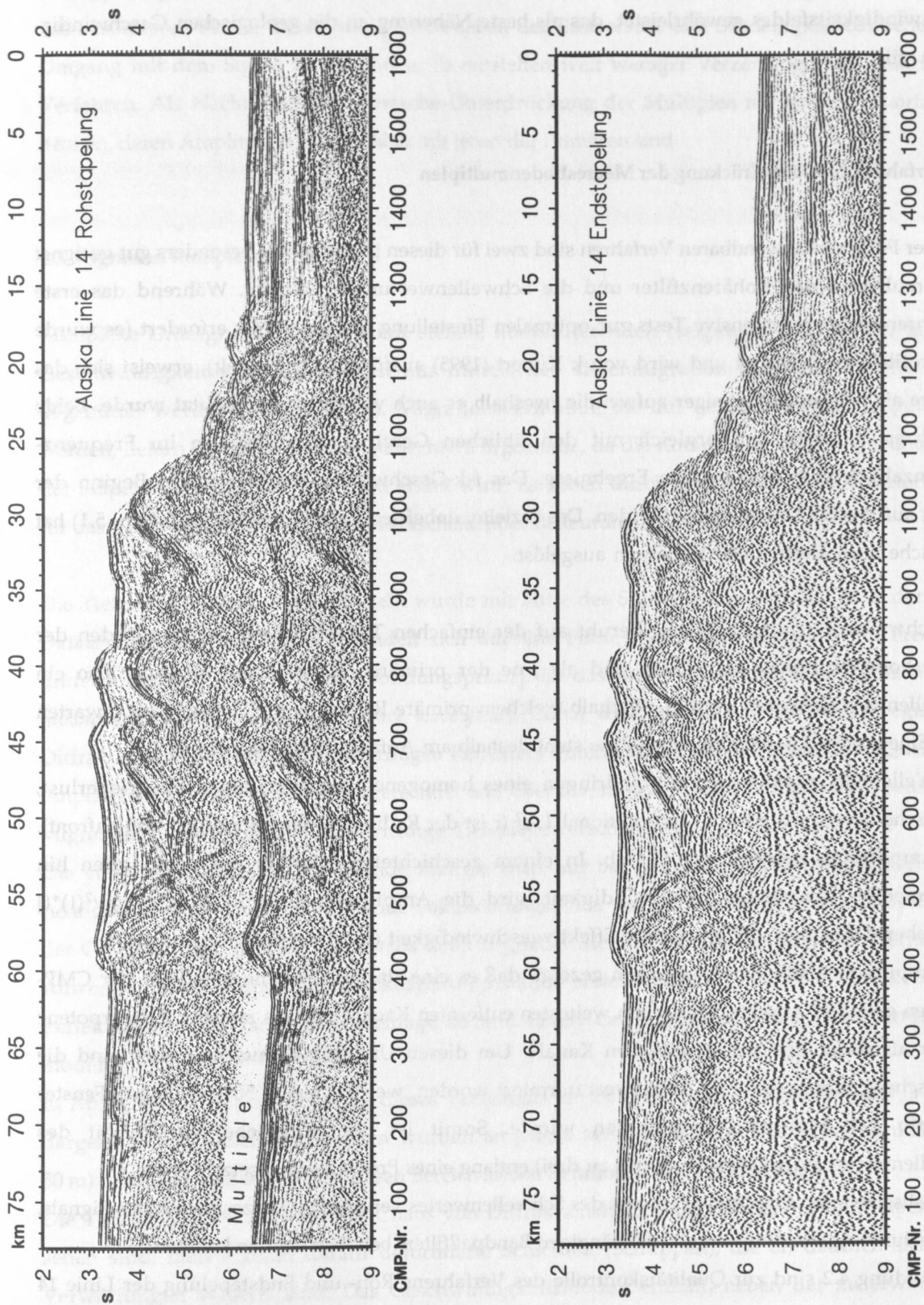


Abb. 4.2: ALASKA Profil 14 - Vergleich zwischen Roh- und Endstapelung.  
Zur Unterdrückung der kräftigen Meeresbodenmultiple ist das Schwellenwertverfahren angewendet worden.

Verfahren (sie werden in Kapitel 4.3 ausführlich behandelt) heben die Bearbeitungs-Sequenz auf ein hohes technisches Niveau, welches ein gutes seismisches Abbild und die Berechnung eines Geschwindigkeitsfeldes gewährleistet, das als beste Näherung an die geologischen Geschwindigkeiten gilt.

#### 4.2 Verfahren zur Unterdrückung der Meeresbodenmultiplen

Aus der Fülle von anwendbaren Verfahren sind zwei für diesen Datensatz als besonders gut geeignet hervorzuheben: das Kohärenzfilter und die Schwellenwertunterdrückung. Während das erste Verfahren rechenzeitintensive Tests zur optimalen Einstellung der Parameter erfordert (es wurde auf Profil 15 angewendet und wird von J. Kunert (1995) ausführlich behandelt), erweist sich das letztere als robust und weniger aufwendig, weshalb es auch vorzugsweise benutzt wurde. Beide Verfahren lieferten im Vergleich mit den üblichen Geschwindigkeitsfiltern im Frequenz-Wellenzahl-Bereich ( $f-k$ ) bessere Ergebnisse. Das  $f-k$ -Geschwindigkeitsfilter ist zu Beginn der Arbeit auf Profil 13 angewendet worden. Das erzielte, unbefriedigende Ergebnis (vgl. Kap. 5.1) hat die Suche nach alternativen Verfahren ausgelöst.

Die Schwellenwertunterdrückung beruht auf der einfachen Tatsache, daß die Amplituden der Meeresbodenmultiplen oft größer sind als jene der primären Reflexionen. Es kann also ein Schwellenwert gefunden werden, oberhalb welchem primäre Reflexionen nicht mehr zu erwarten sind. Eine sorgfältige Amplitudenanalyse steht deshalb am Anfang dieses Verfahrens.

Das Wellenfeld erleidet beim Durchdringen eines homogenen Mediums einen Energieverlust, sphärische Divergenz genannt, proportional  $1/r^2$  ( $r$  ist der Radius der kugelförmigen Wellenfront). Die Amplituden nehmen mit  $1/r$  ab. In einem geschichteten Medium mit nach unten hin zunehmender seismischer Geschwindigkeit wird die Amplitudenabnahme durch  $1/[v^2(t)*t]$  angenähert (Newman, 1973);  $v$  ist die Effektivgeschwindigkeit ( $v_{rms}$ ) zur Zweiweglaufzeit  $t$ .

Die Amplitudenanalyse hat außerdem gezeigt, daß es eine starke Abnahme innerhalb der CMP-Familien gibt. Die Amplituden der am weitesten entfernten Kanäle sind bis zu einer Zehnerpotenz kleiner als diejenigen der schußnahen Kanäle. Um diesen Unterschied auszugleichen sind die seismischen Spuren auf einen Mittelwert normiert worden, welcher einem 500 ms langen Fenster oberhalb der Multiplen entnommen wurde. Somit ist die räumliche Variabilität des Schwellenwertes auf wenige Werte (bis zu drei) entlang eines Profils herabgesetzt worden.

Das Nullsetzen der Amplituden jenseits des Schwellenwertes verursachte Verzerrungen des Signals, welche durch Anwendung eines zeitabhängigen Bandpaßfilters behoben werden konnten.

In Abbildung 4.2 sind zur Qualitätskontrolle des Verfahrens Roh- und Endstapelung der Linie 14 dargestellt. Während auf der Rohstapelung große Bereiche von kräftigen Multiplen dominiert

werden, deren hohe Amplituden auf eine hohe Schallhärte der oberen Schichten hindeutet, ist die Endstapelung davon weitgehend befreit, und es konnten viele Reflektoren herausgearbeitet werden. Als besonderer Vorteil dieser Methode ist neben der Einfachheit und Schnelligkeit der schonende Umgang mit dem Signal zu erwähnen. Es entstehen weit weniger Verzerrungen als bei anderen Verfahren. Als Nachteil ist die schwache Unterdrückung der Multiplen mit größerer Laufzeit zu nennen, deren Amplituden vergleichbar mit jenen der Primären sind.

#### 4.3 Migration komplexer Strukturen

Komplexe Untergrundstrukturen mit steilen, konkurrierenden Neigungen und starker lateraler Geschwindigkeitsvariation können nur mittels der Tiefenmigration vor dem Stapeln richtig abgebildet werden (Yilmaz, 1987). Migrationsverfahren, die auf gestapelte Daten angewendet werden, liefern notwendigerweise schlechtere Ergebnisse, da die Komplexität des Untergrundes von der Stapelsektion nur unzureichend erfaßt wird. Es gehen durch das Stapeln Details verloren, die für das Verständnis der Struktur von entscheidender Bedeutung sind.

Die Tiefenmigration vor dem Stapeln wurde mit Hilfe des Softwarepaketes MIGPACK der Firma *Dataid-Total* durchgeführt. Es handelt sich um eine Finite-Differenzen Migration im Frequenz-Entfernungs-Bereich ( $f$ - $x$ ). Das Abbildungsprinzip ist das der Wellenfeldfortsetzung nach unten (*downward continuation of the surface wave field*). Dabei wird die an der Oberfläche registrierte Diffraktionshyperbel eines punktförmigen Reflektors durch schrittweises Absenken von Quelle und Empfänger auf ihren Apex zurückgerechnet und über die, mittels Fokussierungsanalyse berechnete, Migrationsgeschwindigkeit in die richtige Tiefenlage verschoben.

Die von einem Horizont stammende Energie wird nur bei der wahren Geschwindigkeit in der richtigen Tiefe fokussiert. Auftretende Fokussierungsfehler werden durch schrittweises Optimieren der Geschwindigkeiten für die jeweils tiefer liegenden Reflektoren vermindert. Die alternierende Anwendung von Migration und Fokussierungsanalyse bildet schließlich (nach 5 - 6 Iterationen) die Reflektoren in der richtigen Tiefenlage ab und liefert ein sehr detailliertes Geschwindigkeitsmodell.

In Abbildung 4.3 ist das Ergebnis dieses Verfahrens am Beispiel eines Ausschnittes des Profils 15 dargestellt. Die Geschwindigkeiten wurden an jedem zehnten Schußpunkt (Schußpunktabstand 50 m) bestimmt, und es sind für diesen Bereich sieben Iterationen berechnet worden.

Die Tiefenmigration entwirrt das Chaos von Diffraktionshyperbeln, welche auf der Stapelung zu sehen sind: man erkennt darauf deformierte Schichten (Schuppen), die an deutlich sichtbaren Verwerfungen versetzt sind. Das Geschwindigkeitsmodell enthält, neben der zu erwartenden Abhängigkeit von der Tiefe, auch die Variabilität entlang des Profils. Es ist ein großräumiges

Anwachsen der Geschwindigkeiten landeinwärts zu beobachten, welches von lokalen Anomalien in der Nachbarschaft von Störungen durchsetzt ist. Aufgrund der erhöhten mechanischen Belastung an diesen Stellen brechen die Sedimente und weisen demzufolge kleinere seismische Geschwindigkeiten auf (MacKay et al. in prep).

Das Auflösungsvermögen der migrierten Sektionen ist hauptsächlich durch die Güte des Geschwindigkeitsmodells und den Frequenzinhalt bestimmt. Dabei ist die laterale Auflösung für migrierte Daten gegenüber der vertikalen Schichtauflösung beträchtlich höher (Lindsey, 1989). Die vertikale Schichtauflösung kann nach Militzer und Weber (1987) aus dem Quotienten der Geschwindigkeit und der doppelten realisierten Bandbreite berechnet werden. Für den Bereich der undeformierten Tiefseesedimente ist ein Auflösungsvermögen von 20 bis 100 m in 1 bis 3 km Tiefe berechnet worden.

Die Migrationsgeschwindigkeiten konnten mit einer Genauigkeit bestimmt werden, die im entsprechenden Tiefenbereich zwischen 2 und 10% schwankt. Vernachlässigt man den im Vergleich dazu zweifellos sehr kleinen Fehler der Zweiweglaufzeiten, kann ein mittlerer Tiefenfehler für den n-ten Reflektor unter dem Meeresboden wie folgt berechnet werden:

Die Schichtmächtigkeit  $z_n$  über dem Reflektor n ist

$$z_n = \sum_{i=1}^n (t_i - t_{i-1}) * v_i; t_i: \text{einfache Laufzeit, } v_i: \text{Intervallgeschwindigkeit in der Schicht über } i.$$

Die Anwendung des Fehlerfortpflanzungsgesetzes ergibt einen mittleren Fehler, der etwa dem zweifachen vertikalen Auflösungsvermögen entspricht (50 und 200 m in 1 bis 3 km Tiefe). Für den landwärtigen Teil der Profile muß allerdings, aufgrund der Komplexität der deformierten Schichten und der zunehmende Tiefe, mit größeren Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Migrationsgeschwindigkeiten gerechnet werden. Der Erfahrungswert von etwa 20 % erscheint hier realistisch und ergibt mittlere Tiefenfehler zwischen 50 und 400 m.



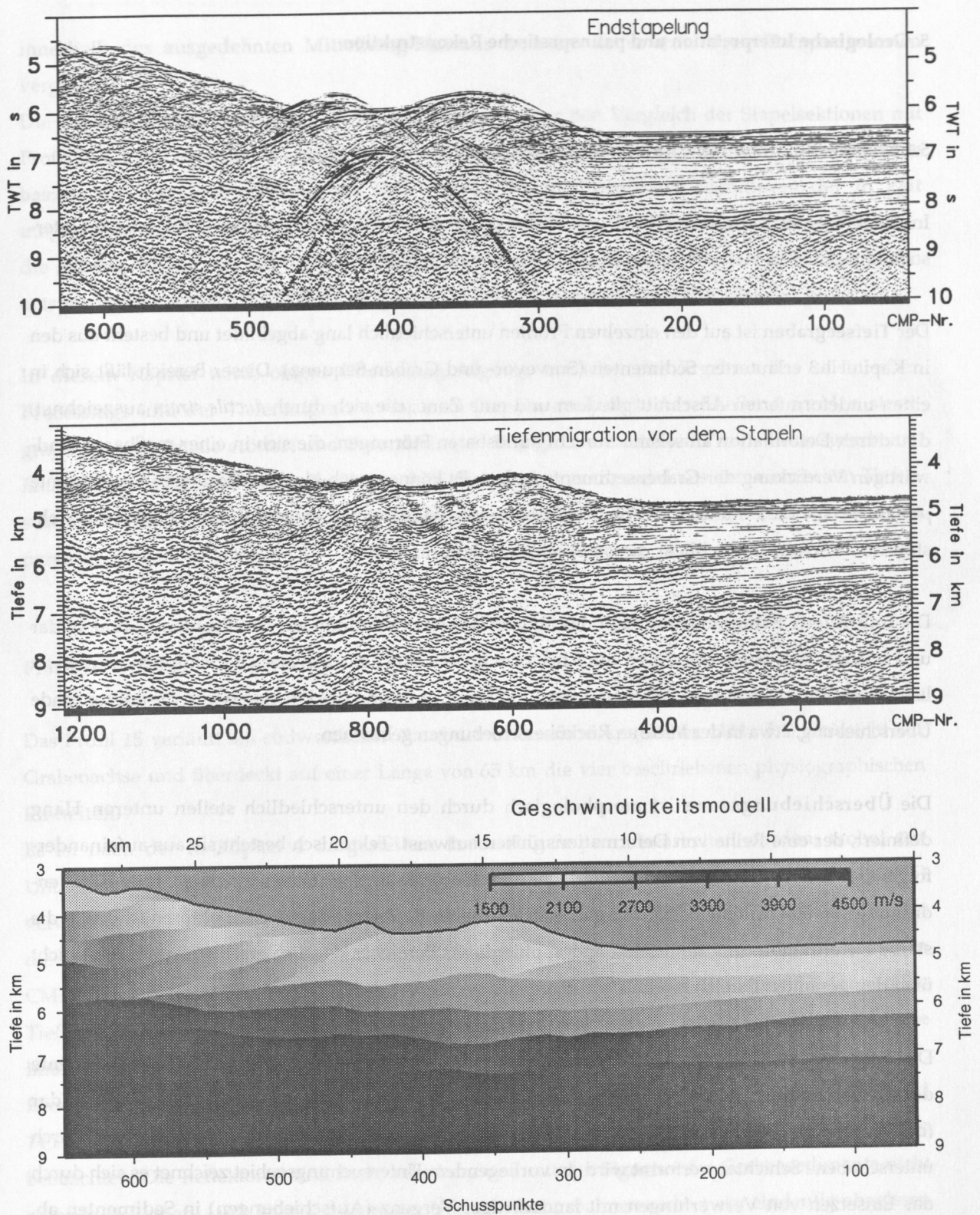


Abb. 4.3: Migration komplexer Strukturen auf Profil 15.  
 Die Diffraktionsäste auf der Endstapelung (oben) zeugen von einem stark zerklüfteten Bereich, der in der Tiefenmigration vor dem Stapeln (Mitte) abgebildet wurde. Die dazu verwendeten Geschwindigkeiten (unten) weisen Variationen mit der Tiefe und der Entfernung vom Tiefseeegraben auf.

## 5. Geologische Interpretation und palinspastische Rekonstruktion

### 5.1 Seismo-stratigraphische Beschreibung der Profile

In Anlehnung an Karig et al. (1985), von Huene und Scholl (1991) und Gaedicke (1994) ist das Untersuchungsgebiet in vier physiographische Einheiten eingeteilt worden:

Der **Tiefseeegraben** ist auf den einzelnen Profilen unterschiedlich lang abgebildet und besteht aus den in Kapitel 1.3 erläuterten Sedimenten (Surveyor- und Graben-Sequenz). Dieser Bereich läßt sich in einen undeformierten Abschnitt gliedern und eine Zone, die sich durch *ductile strain* auszeichnet, d.h. durch Deformation an seismisch nicht auflösbaren Störungen, die sich in einer meßbaren landwärtigen Verdickung der Grabensedimente äußert. Es können auch kleinere Störungen - sogenannte *protothrusts* - vorkommen. Die Deformationsfront, definiert als erste den Meeresboden durchstoßende Verwerfung, schließt diesen Bereich landeinwärts ab.

Die **imbrierte Schuppenzone** stellt das jüngste Akkretionsstadium auf den Profilen 15 und 14 dar und zeichnet sich durch eine Folge von 3 bis 5 km breiten Bruchstücken aus. Die Schuppen werden an listrischen Störungen aufgeschoben und sind durchweg, aufgrund des Druckes gegen die angrenzende Überschiebung, etwa in der Mitte an Rücküberschiebungen gebrochen.

Die **Überschiebungszone** ist morphologisch durch den unterschiedlich steilen unteren Hang definiert, der eine Reihe von Deformationsrücken aufweist. Tektonisch besteht sie aus aufeinanderfolgenden Falten (Deformationsrücken, Überschiebungspakete) unterschiedlicher Größe (Größenordnung 10 - 50 km) und Verformung. Die stratigraphische Zuordnung der Reflektoren ist durch die starke Deformation und die rauhe Topographie dieses Bereiches deutlich erschwert und kann nicht über den gesamten Bereich zweifelsfrei angegeben werden.

Das **backstop** wird allgemein als tektonisches Widerlager definiert, gegen welches die Sedimente der Tiefsee aufgestapelt werden. Meistens stellt es ein älteres, inaktives Akkretionsstadium dar (bei von Huene und Scholl, 1991, *active buttress* genannt), welches infolge des Heraushebens durch unterschobene Schichten verformt wird. In vorliegendem Untersuchungsgebiet zeichnet es sich durch das Einsetzen von Verwerfungen mit landwärtiger Vergenz (Aufschiebungen) in Sedimenten ab, deren akustischer Charakter (seismische Signatur) mit jenem der Grabensedimente nicht mehr korreliert werden kann. Die Aufschiebungen sind wahrscheinlich das Ergebnis des Heraushebens (*uplifting*) durch die nachfolgenden Schichten. Wie Sandkastenexperimente gezeigt haben (Kukowski et al., 1994), pflanzen sie sich innerhalb der hochgehobenen Schicht seewärts fort und überprägen vermutlich ehemalige Kompressionsverwerfungen. Morphologisch liegt dieser Bereich



innerhalb des ausgedehnten Mittelhang-Plateaus meistens unter mächtigen Hangsedimenten vergraben.

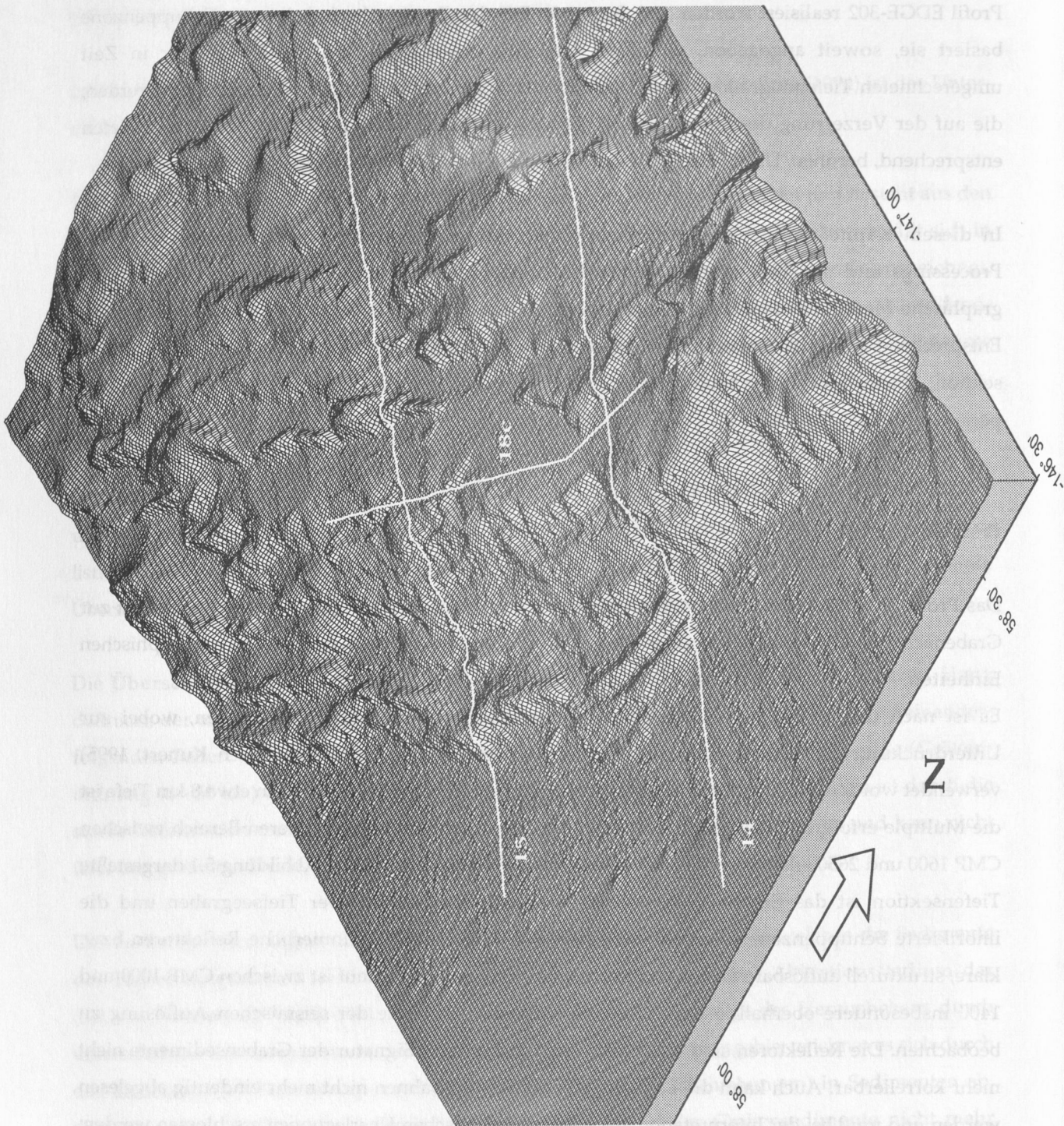
Die stratigraphische Zuordnung ist im Tiefseeegraben über den Vergleich der Stapelsektionen mit Profil EDGE-302 realisiert worden (vgl. Kap. 1.3). Für den Bereich der imbrikierten Schuppenzone basiert sie, soweit angegeben, auf dem Vergleich von seismischen Signaturen der in Zeit umgerechneten Tiefenmigration vor dem Stapeln. Damit konnten Irrtümer ausgeschlossen werden, die auf der Verzerrung der Signatur durch Geschwindigkeitsunterschiede, den jeweiligen Tiefen entsprechend, beruhen. Die Übertragung auf die Tiefensektionen erfolgte anschließend problemlos.

In diesem Kapitel wird, obiger Gliederung folgend, zunächst das Ergebnis des seismischen Processings und der Tiefenmigration vor dem Stapeln analysiert. Anschließend werden stratigraphische Merkmale erörtert und Besonderheiten bezüglich der anderen Profile herausgearbeitet. Entsprechend gibt es zu jedem Profil eine Abbildung, zusammengesetzt aus der seismischen Tiefensektion, einem *linedrawing* und dem betreffenden Ausschnitt aus der bathymetrischen Karte in perspektivischer Ansicht.

## Profil 15

Das Profil 15 verläuft am südwestlichen Rand des Untersuchungsgebietes (Abb. 5.1) senkrecht zur Grabenachse und überdeckt auf einer Länge von 65 km die vier beschriebenen physiographischen Einheiten.

Es ist nach der in Kapitel 4 dargestellten Processing-Sequenz bearbeitet worden, wobei zur Unterdrückung der Meeresbodenmultiple die Kohärenzfilterung (vgl. dazu auch Kunert, 1995) verwendet worden ist. Bis auf einen stark übermigrierten Einsatz bei CMP 1700 in etwa 8 km Tiefe ist die Multiple erfolgreich unterdrückt worden. Das primäre Signal ist im unteren Bereich zwischen CMP 1600 und 2650 allerdings nur noch sehr schwach zu erkennen. Die in Abbildung 5.1 dargestellte Tiefensektion ist das Ergebnis von sieben Migrations-Iterationen. Der Tiefseeegraben und die imbrikierte Schuppenzone (bis CMP 800) zeichnen sich durch kontinuierliche Reflektoren bzw. klare, strukturell auflösbare Falten und Brüche aus. Im weiteren Verlauf ist zwischen CMP 1000 und 1400 insbesondere oberhalb 6 km Tiefe eine deutliche Abnahme der seismischen Auflösung zu beobachten. Die Reflektoren sind meist sehr kurz und mit der Signatur der Grabensedimente nicht mehr korrelierbar. Auch kann die Lage der Überschiebungsbahnen nicht mehr eindeutig abgelesen werden und muß bei der Interpretation aus struktureologischen Überlegungen erschlossen werden. Ab CMP 1600 sind die Strukturen wieder gut aufgelöst und klar nachvollziehbar. Im Tiefenbereich ab 6 km zeichnet sich das *basement* über die ersten 30 km sehr gut als fast kontinuierlicher, niedrig frequenter Reflektor ab.





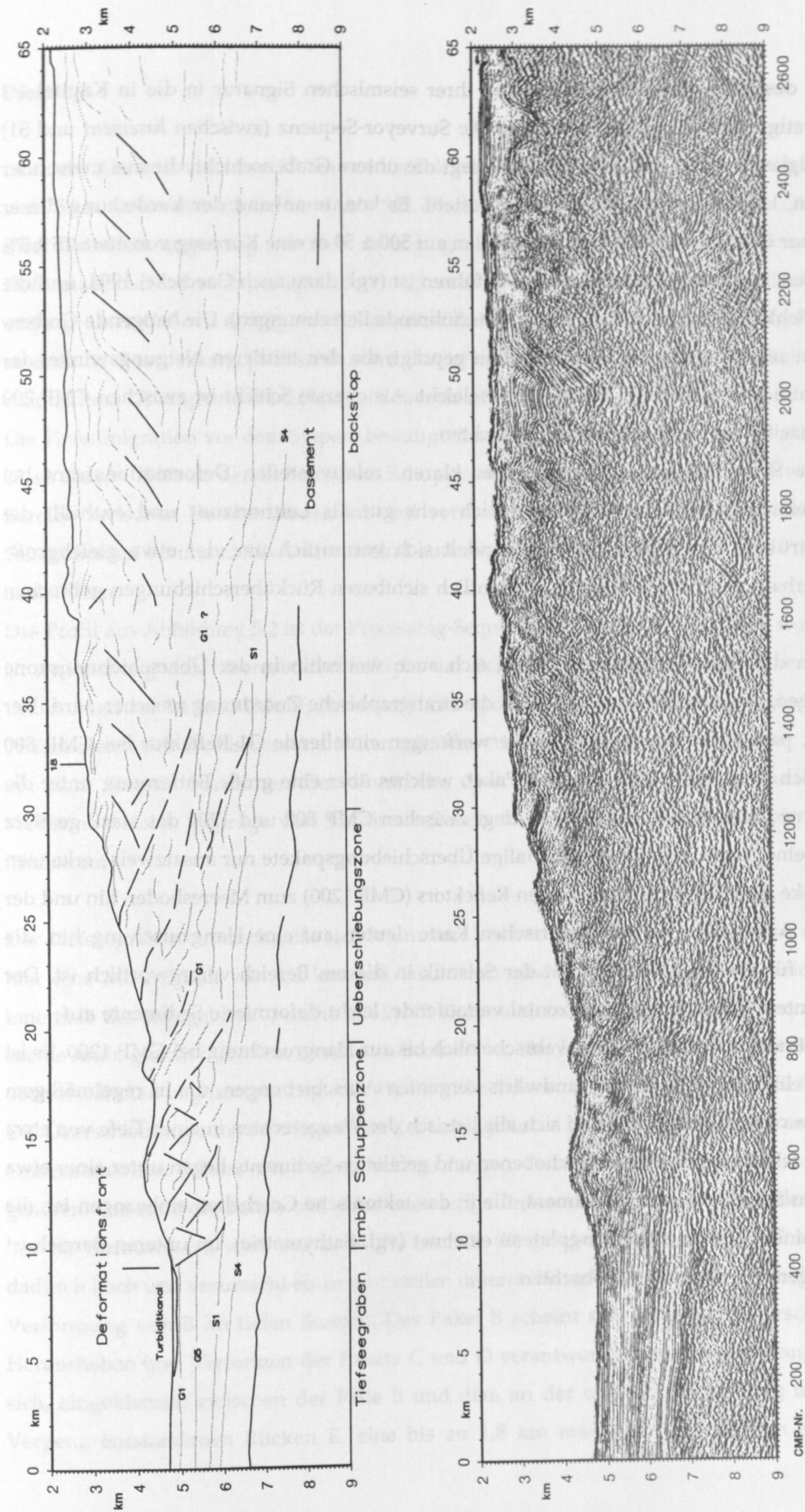


Abb. 5.1: ALASKA Profil 15

oben: 3D-Perspektive eines Ausschnittes der bathymetrischen Daten (Abb. 2.1). Blick aus NO, 35°.

Mitte: *linedrawing*. Horizonte sind punktiert eingetragen, deutlich sichtbare Störungen in vollem Linienstrich, vermutete Überschiebungen gestrichelt.

unten: Tiefenmigration vor dem Stapeln.

Die Sedimente des Tiefseegrabens sind anhand ihrer seismischen Signatur in die in Kapitel 1.3 vorgestellte Stratigraphie eingeordnet worden. Die Surveyor-Sequenz (zwischen *basement* und S1) hat eine Mächtigkeit von  $1,0 \pm 0,2$  km. Darüber liegt die untere Grabenschicht, die aus mehr oder weniger starken, kontinuierlichen Reflektoren besteht. Es konnte anhand der Verdickung dieser Sedimente bis zur Deformationsfront von  $350 \pm 50$  m auf  $500 \pm 50$  m eine Kürzung von etwa  $15 \pm 5\%$  berechnet werden, die auf *ductile strain* zurückzuführen ist (vgl. dazu auch Gaedicke, 1994, und die Kapitel 4.3 für Fehlerangaben, 6.2 und 7.1 für weiterführende Berechnungen). Die hangende Graben-Sequenz ist von zeittransgressiver Sedimentation geprägt, die den mittleren Neigungswinkel der ozeanischen Platte in diesem Bereich ( $2 \pm 1^\circ$ ) ausgleicht. Als oberste Schicht ist zwischen CMP 200 und 400 ein neuzeitlicher Turbiditkanal zu beobachten.

Die imbrierte Schuppenzone setzt mit einer klaren, relativ steilen Deformationsfront bei Kilometer 10 ein. Der Reflektor G5 eignet sich sehr gut als Leithorizont und enthüllt die komplizierte Struktur dieses Bereiches: es handelt sich vermutlich um vier etwa gleichgroße Schuppen, innerhalb derer die Sedimente an deutlich sichtbaren Rücküberschiebungen gebrochen sind.

Die Reflektoren der Surveyor-Sequenz lassen sich auch weiterhin in der Überschiebungszone mühelos verfolgen, während im oberen Bereich die stratigraphische Zuordnung unsicher wird. Der kontinuierliche, parallel zu den bisherigen Verwerfungen einfallende G1-Reflektor bei CMP 800 gehört vermutlich zu einem ersten längeren Paket, welches über eine große Entfernung unter die älteren Sedimente geschoben wird. Darüber liegt zwischen CMP 800 und 1200 das stark gestörte Gebiet, wo einzelne, kurze Reflektoren ehemalige Überschiebungspakete nur ansatzweise erkennen lassen. Das bruske Abreißen eines sehr starken Reflektors (CMP 1200) zum Meeresboden hin und der perspektivische Ausschnitt der bathymetrischen Karte deuten auf eine Hangrutschung hin, die möglicherweise für die schlechte Qualität der Seismik in diesem Bereich verantwortlich ist. Der Tiefenbereich unterhalb 5 km weist horizontal verlaufende, leicht deformierte Sedimente auf.

Das seewärtige Ende des *backstop* reicht wahrscheinlich bis zur Hangrutschung bei CMP 1200. Es ist durchsetzt von einer Folge von neun landwärts vergenten Aufschiebungen, die in regelmäßigem Abstand von etwa 3 km vorkommen und sich alle listrisch der Waagerechten in einer Tiefe von etwa 5 km zu nähern scheinen. Die daran verschobenen und gefalteten Sedimente liegen unter einer etwa 500 m mächtigen Schicht von Hangsediment, die in das tektonische Geschehen einbezogen ist, die Falten aber zu einem breiten Mittelhangplateau einebnen (vgl. Bathymetrie). Im unteren Bereich ist ein nahezu waagerechter Trend zu beobachten.

## Profil 14

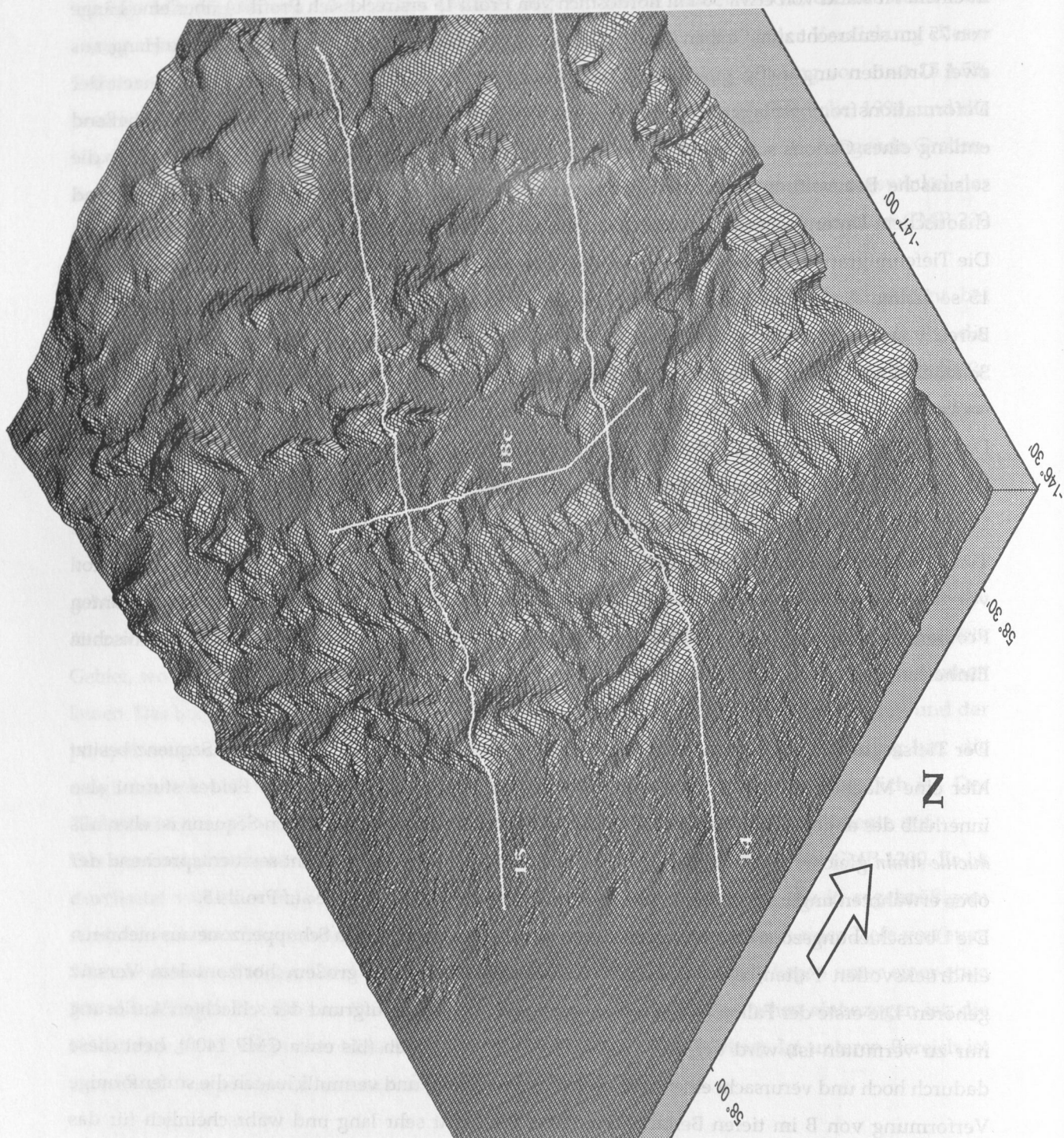
In einem Abstand von etwa 30 km nordöstlich von Profil 15 erstreckt sich Profil 14 über eine Länge von 75 km senkrecht zum Graben (Abb. 5.2). Die Lage erscheint, zumindest für den unteren Hang, aus zwei Gründen ungünstig gewählt: es liegt genau da, wo sich das Akkretionsmuster nach der Deformationsfront schlagartig ändert (vgl. Abb. 5.2 - Bathymetrie) und verläuft anschließend entlang eines Cañons schräg zur Faltenachse des nächsten Rückens. Daraus ergeben sich für die seismische Bearbeitung problematische Bereiche, in welchen aufgrund von Seiteneffekten und chaotischem Untergrund (Rutschungen) ein schlecht aufgelöstes seismisches Abbild zu erwarten ist. Die Tiefenmigration vor dem Stapeln bestätigt diesen Zusammenhang eindrucksvoll: dem auf Profil 15 so klaren Aufbau der imbrierten Schuppenzone entspricht hier der nicht weiter auflösbare Bereich zwischen Deformationsfront und vermutlich CMP 2200 (vgl. Bathymetrie). Einige auf Seiteneffekten beruhende Reflektoren sind außerdem um CMP 2000 bis zu einer Tiefe von 4 km zu beobachten.

Das Profil aus Abbildung 5.2 ist der Processing-Sequenz aus Kapitel 4 unterzogen worden, wobei zur Unterdrückung der Meeresbodenmultiple das Schwellenwertverfahren angewendet wurde. Im Unterschied zur Linie 15 (Multiplenunterdrückung durch Kohärenzfilterung), ist dadurch der untere Tiefenbereich des Profils besser erhalten geblieben. Es wurden vier Iterationen der Tiefenmigration vor dem Stapeln berechnet. Der akustische Charakter des Profils ist, bis auf die genannten Problembereiche, geprägt von kontinuierlichen Reflektoren in allen vier physiographischen Einheiten.

Der Tiefseegraben unterscheidet sich kaum von jenem des Profils 15: die Surveyor-Sequenz besitzt hier eine Mächtigkeit von 1,2 km und taucht mit einem Winkel von  $1^\circ$  ab. Beides stimmt also innerhalb des angegebenen Fehlers mit Profil 15 überein. In der unteren Graben-Sequenz ist ebenfalls *ductile strain* gleicher Größenordnung zu beobachten. Die Deformationsfront setzt entsprechend der oben erwähnten ungünstigen Lage des Profils nicht mehr so scharf ein wie auf Profil 15.

Die Überschiebungszone besteht jenseits der unaufgelösten imbrierten Schuppenzone aus mehreren eindrucksvollen Falten, die vermutlich zu langen Paketen mit großem horizontalem Versatz gehören. Die erste der Falten (A), deren seewärtige Erstreckung aufgrund der schlechten Auflösung nur zu vermuten ist, wird tief unter die nächste (B) geschoben (bis etwa CMP 1400), hebt diese dadurch hoch und verursacht einen sehr steilen unteren Hang und vermutlich auch die stufenförmige Verformung von B im tiefen Bereich. Das Paket B scheint sehr lang und wahrscheinlich für das Herausheben und Verformen der Pakete C und D verantwortlich zu sein. Im Hangenden befindet sich, eingeklemmt zwischen der Falte B und dem an der ersten Aufschiebung mit landwärtiger Vergenz entstandenen Rücken E, eine bis zu 1,8 km mächtige Sequenz von Sedimenten, die





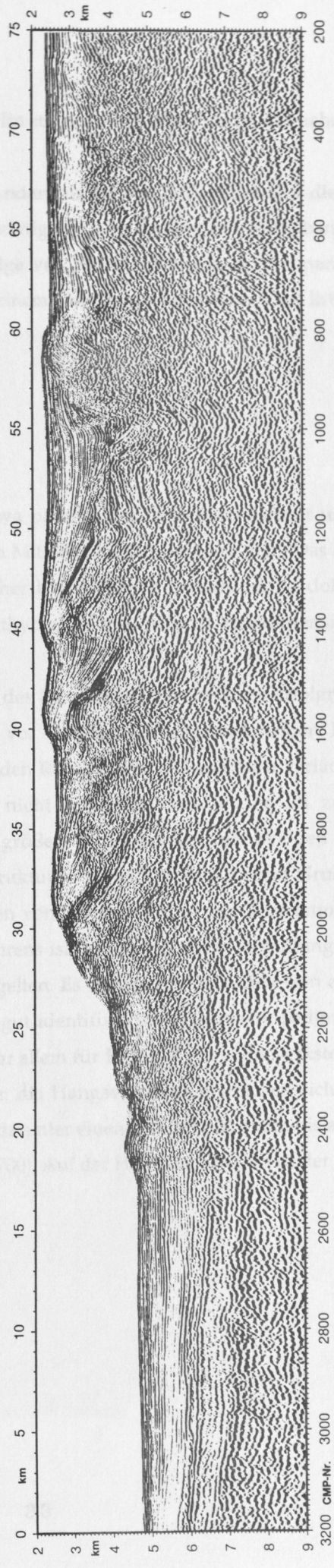
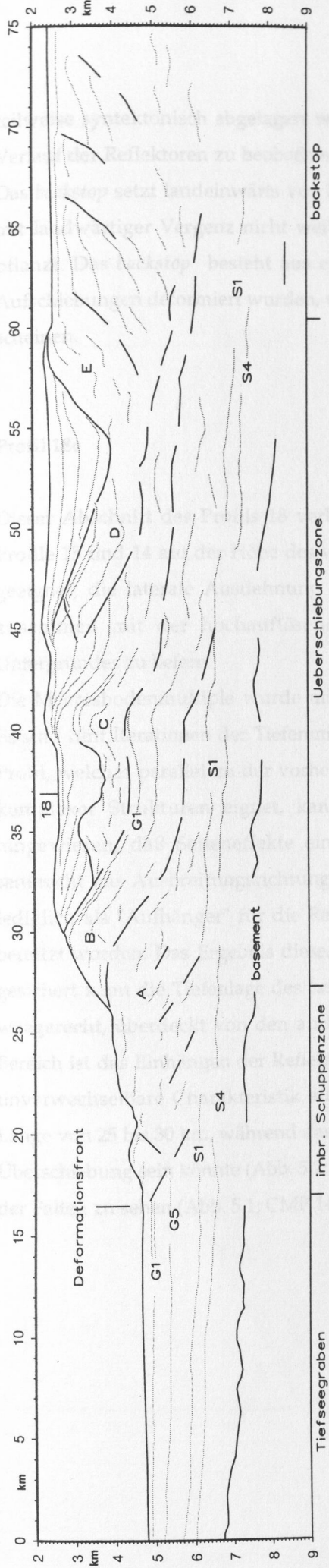


Abb. 5.2: ALASKA Profil 14

oben: 3D-Perspektive eines Ausschnittes der bathymetrischen Daten (Abb. 2.1). Blick aus NO, 35°.

Mitte: *linedrawing*. Horizonte sind punktiert eingetragen, deutlich sichtbare Störungen in vollem Linienstrich, vermutete Überschiebungen gestrichelt.

unten: Tiefenmigration vor dem Stapeln.

teilweise syntektonisch abgelagert wurden. Im unteren Tiefenbereich ist ein nahezu waagerechter Verlauf der Reflektoren zu beobachten.

Das *backstop* setzt landeinwärts von E ein. Anders als auf Profil 15 haben sich die Aufschiebungen mit landwärtiger Vergenz nicht weiter seewärtig bis zum Anfang des Mittelhangplateaus fortgepflanzt. Das *backstop* besteht aus einer Folge von Sedimenten, die an vier parallel einfallenden Aufschiebungen deformiert wurden, welche einem Tiefenbereich von 5 bis 6 km listrisch zuzustreben scheinen.

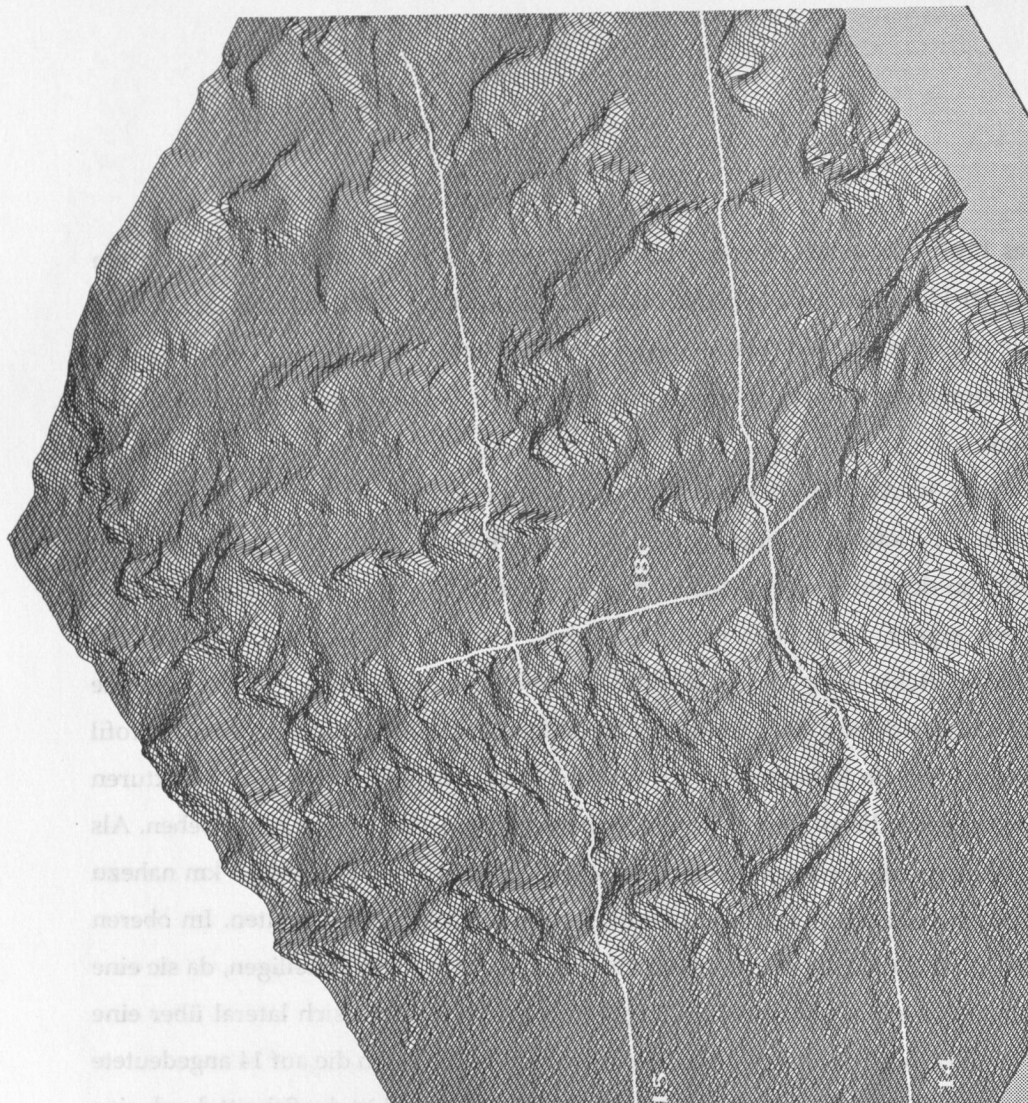
### Profil 18c

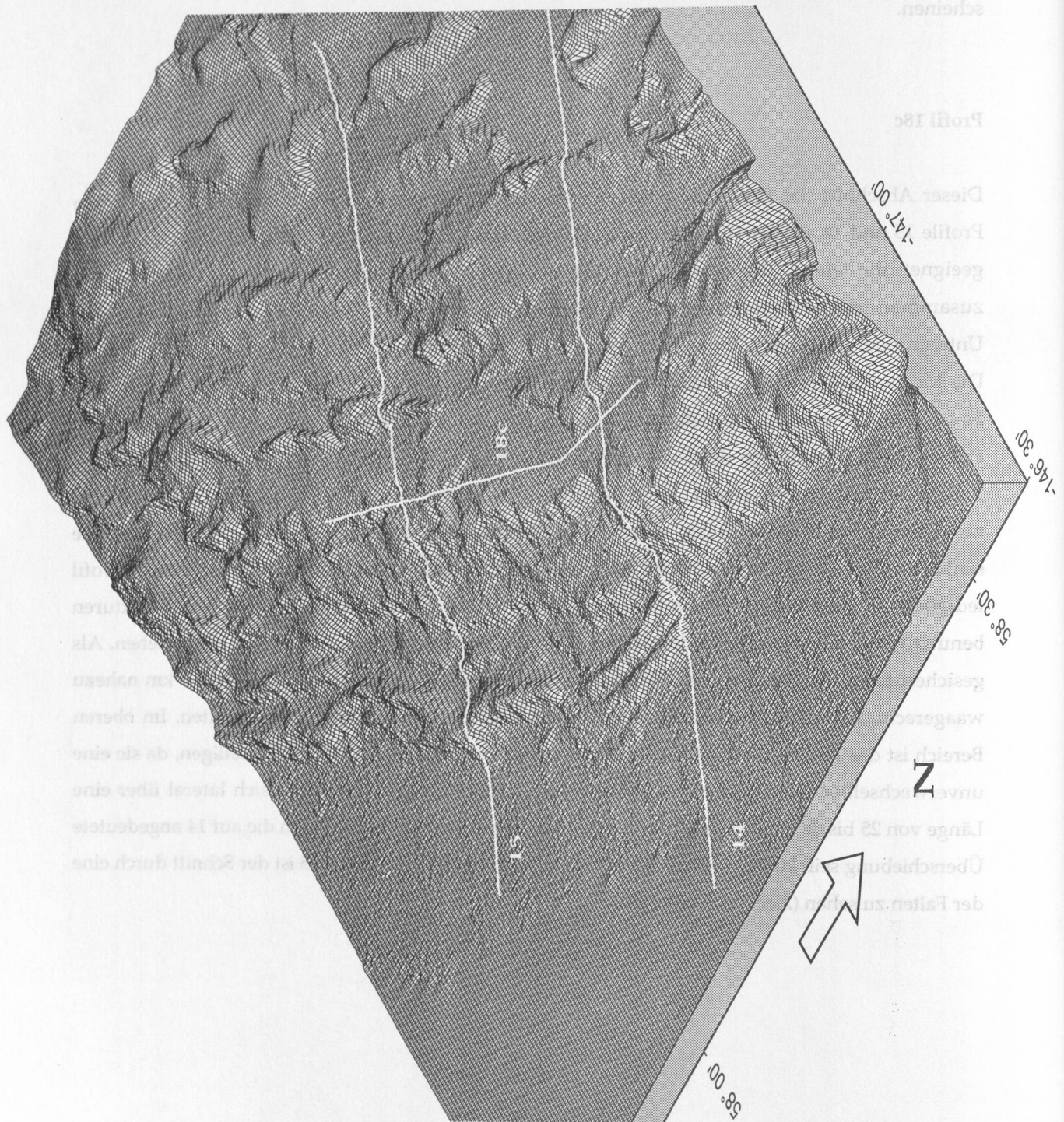
Dieser Abschnitt des Profils 18 verläuft etwa parallel zur Deformationsfront und überquert die Profile 15 und 14 auf der Höhe des vorderen Mittelhang-Plateaus (Abb. 5.3). Das Profil ist dadurch geeignet, die laterale Ausdehnung der bisher besprochenen Strukturen zu dokumentieren und zusammen mit der hochauflösenden Bathymetrie ein nahezu dreidimensionales Bild des Untergrundes zu liefern.

Die Meeresbodenmultiple wurde mit Hilfe des Schwellenwertverfahrens erfolgreich unterdrückt. Es sind fünf Iterationen der Tiefenmigration vor dem Stapeln berechnet worden. Inwiefern sich ein Profil, welches parallel zu der vorherrschenden Richtung der Faltenachsen verläuft, zur Migration komplexer Strukturen eignet, kann hier nicht diskutiert werden. Es sei zumindest darauf hingewiesen, daß Seiteneffekte eine viel größere Rolle spielen, als bei den Profilen, welche senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der Strukturen verlaufen. Aus diesem Grunde ist das Profil lediglich als "Aufhänger" für die Reflektoren von 15 und 14 und zur Korrelation von Strukturen benutzt worden. Das Ergebnis dieses Verfahrens ist im *linedrawing* in Abbildung 5.3 zu sehen. Als gesichert kann die Tiefenlage des *basement* gelten. Es verläuft in einer Tiefe von etwa 8 km nahezu waagrecht, überdeckt von den auch noch gut identifizierbaren Surveyor-Sedimenten. Im oberen Bereich ist das Einhängen der Reflektoren vor allem für Profil 14 gut zu bewerkstelligen, da sie eine unverwechselbare Charakteristik aufweisen: die Hangsedimente erstrecken sich lateral über eine Länge von 25 bis 30 km, während das Paket darunter einen Querschnitt durch die auf 14 angedeutete Überschiebung sein könnte (Abb. 5.2; CMP 1700). Auf der Höhe der Linie 15 ist der Schnitt durch eine der Falten zu sehen (Abb. 5.1; CMP 1400).



...nach abgelagert wurden. Im unteren Tertiär ist ein nahezu wasserführender  
...zu beobachten.  
...einwärtig von E. ein. Anders als auf Profil 15 haben sich die Aufschörungen  
...nicht weiter seewärts bis zum Anfang des Miocäns fortge-  
...besteht aus einer Folge von Sedimenten, die an der Grenze einfallen  
...wurden, welche einem Tertiär von 2 bis 5 km Mächtigkeit entsprechen







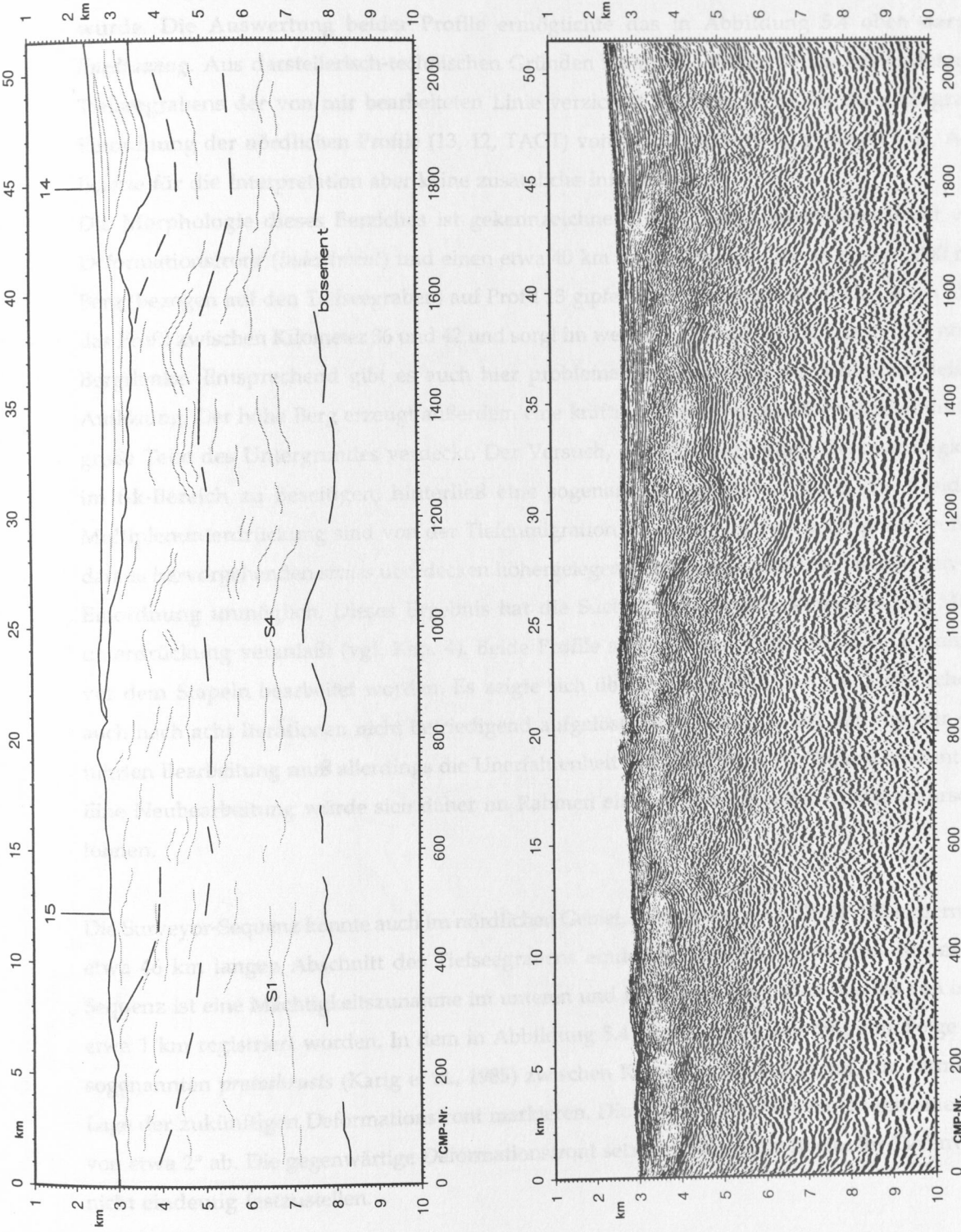


Abb. 5.3: ALASKA Profil 18c

- oben: 3D-Perspektive eines Ausschnittes der bathymetrischen Daten (Abb. 2.1). Blick aus NO, 35°.
- Mitte: *linedrawing*. Horizonte sind punktiert eingetragen, deutlich sichtbare Störungen in vollem Linienstrich, vermutete Überschiebungen gestrichelt.
- unten: Tiefenmigration vor dem Stapeln.





### Profil 13

Das Profil 13 liegt etwa in der Mitte zwischen 14 und 12 und unterscheidet sich von beiden erheblich. Die obere Tiefensektion in Abbildung 5.4 ist mit Hilfe der vorgestellten Processing-Sequenz bearbeitet worden. Sie wird ergänzt durch eine nicht veröffentlichte, 68 km lange Bearbeitung (Tiefensektion unten), die von von Huene und Vosberg 1991 (pers. Mitteilung) erstellt wurde. Die Auswertung beider Profile ermöglichte das in Abbildung 5.4 oben dargestellte *linedrawing*. Aus darstellerisch-technischen Gründen ist auf die ersten 35 km des undeformierten Tiefseegrabens der von mir bearbeiteten Linie verzichtet worden. Er ist für die stratigraphische Einordnung der nördlichen Profile (13, 12, TACT) von großer Bedeutung gewesen (vgl. Abb. 1.3), lieferte für die Interpretation aber keine zusätzliche Informationen.

Die Morphologie dieses Bereiches ist gekennzeichnet durch eine landeinwärts leicht versetzte Deformationsfront (*indentment*) und einen etwa 40 km breiten Rücken, der in einem 3000 m hohen Berg (bezogen auf den Tiefseegraben) auf Profil 13 gipfelt. Der tief einschneidende Cañon überquert das Profil zwischen Kilometer 36 und 42 und sorgt im weiteren Verlauf für die Erosion der nördlichen Bergflanke. Entsprechend gibt es auch hier problematische Bereiche mit schlechter seismischer Auflösung. Der hohe Berg erzeugt außerdem eine kräftige, hochgelegene Meeresbodenmultiple, die große Teile des Untergrundes verdeckt. Der Versuch, die Multiple mittels Geschwindigkeitsfilter im f-k-Bereich zu beseitigen, hinterließ eine sogenannte "glückliche" Linie: die Residuen der Multiplenunterdrückung sind von der Tiefenmigration vor dem Stapeln übermigriert worden. Die daraus hervorgehenden *smiles* überdecken höhergelegene Reflektoren und machen eine zuverlässige Einordnung unmöglich. Dieses Ergebnis hat die Suche nach anderen Verfahren zur Multiplenunterdrückung veranlaßt (vgl. Kap. 4). Beide Profile sind mit den Verfahren der Tiefenmigration vor dem Stapeln bearbeitet worden. Es zeigte sich übereinstimmend, daß das seismische Abbild auch nach acht Iterationen nicht befriedigend aufgelöst werden konnte. Bei der von mir durchgeführten Bearbeitung muß allerdings die Unerfahrenheit des MIGPACK-Anfängers erwähnt werden. Eine Neubearbeitung würde sich daher im Rahmen einer weiterführenden Studie wahrscheinlich lohnen.

Die Surveyor-Sequenz konnte auch im nördlichen Gebiet, etwa 100 km von DSDP 180 entfernt, in dem etwa 46 km langen Abschnitt des Tiefseegrabens eindeutig identifiziert werden. In der Graben-Sequenz ist eine Mächtigkeitszunahme im unteren und im oberflächennahen Bereich von insgesamt etwa 1 km registriert worden. In dem in Abbildung 5.4 dargestellten Teil fällt eine Folge von drei sogenannten *protothrusts* (Karig et al., 1985) zwischen Kilometer 10 und 15 auf, die vermutlich die Lage der zukünftigen Deformationsfront markieren. Die ozeanische Platte taucht mit einem Winkel von etwa 2° ab. Die gegenwärtige Deformationsfront setzt bei Kilometer 10 ein. Ihr Tiefenverlauf ist nicht eindeutig festzustellen.



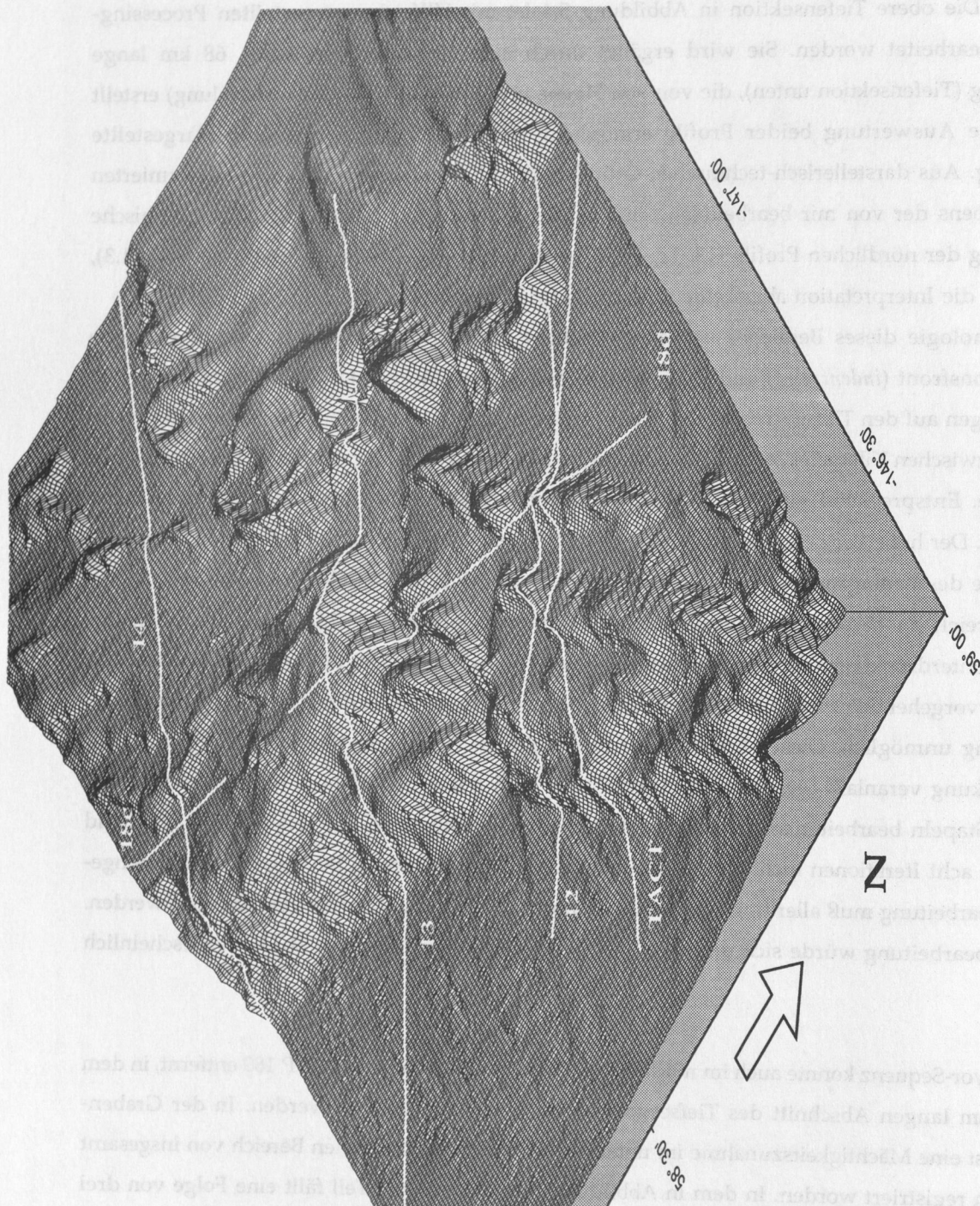


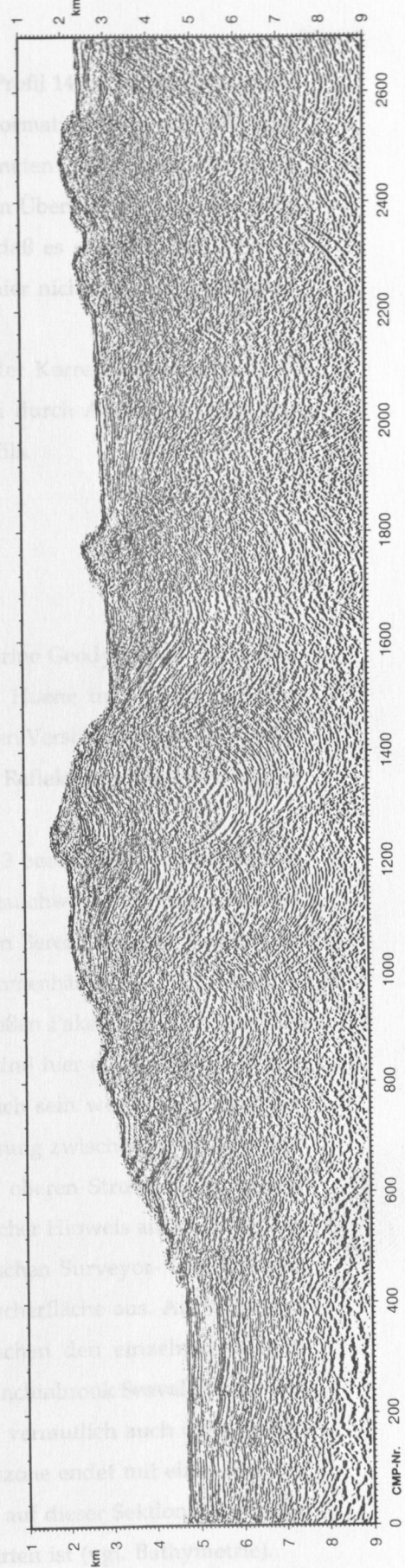
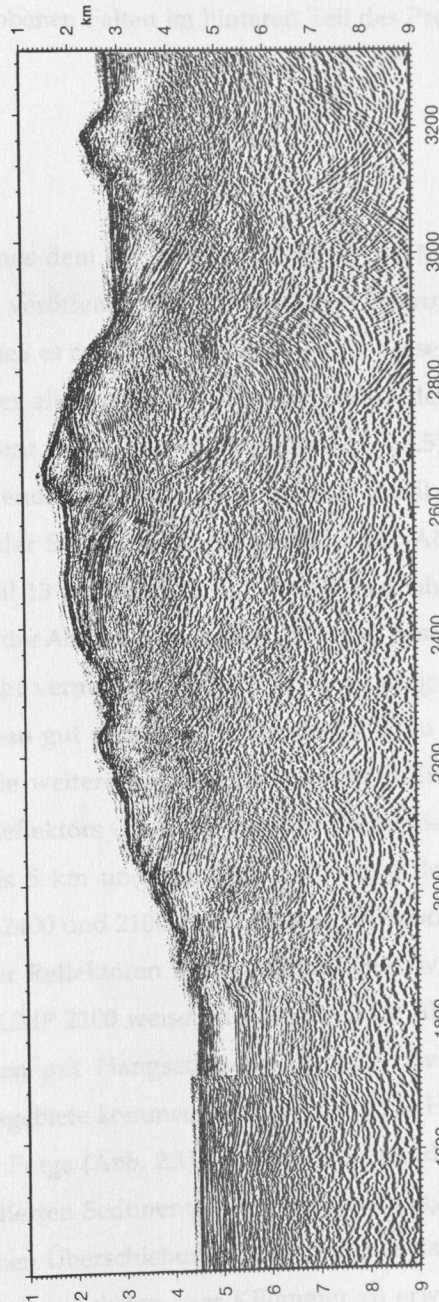
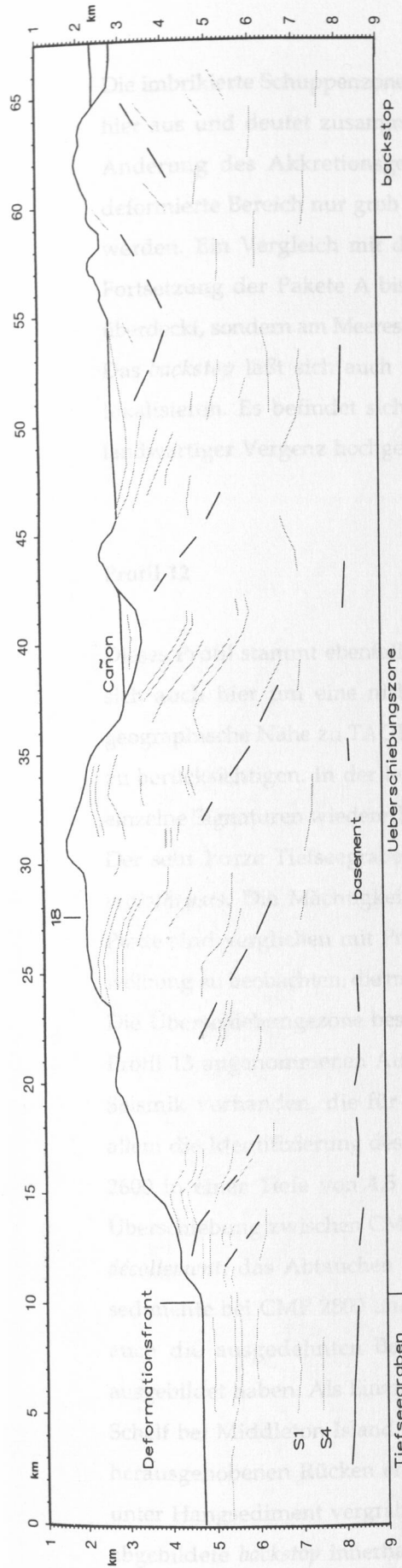
Abb. 5.4: ALASKA Profil 13

oben: 3D-Perspektive eines Ausschnittes der bathymetrischen Daten (Abb. 2.1). Blick aus NO, 35°.

Mitte: *linedrawing*. Horizonte sind punktiert eingetragen, deutlich sichtbare Störungen in vollem Linienstrich, vermutete Überschiebungen gestrichelt.

unten: Tiefennmigrationen vor dem Stapeln (eigene Bearbeitung (oben) bzw. jene von von Huene und Vosberg (unten)).







Die imbrikierte Schuppenzone, wie sie auf Profil 15 gefunden und auf Profil 14 vermutet wird, bleibt hier aus und deutet zusammen mit der landeinwärts versetzten Deformationsfront auf eine jähe Änderung des Akkretionsgeschehens hin. Anhand der eingezeichneten Reflektoren kann der deformierte Bereich nur grob in eine Folge von vier etwa gleich großen Überschiebungen unterteilt werden. Ein Vergleich mit der Linie 14 legt die Vermutung nahe, daß es sich um eine laterale Fortsetzung der Pakete A bis D handelt, wobei die riesigen Falten hier nicht von Hangsediment überdeckt, sondern am Meeresboden aufgeschlossen sind.

Das *backstop* läßt sich auch nur anhand weniger Reflektoren und der Korrelation mit Profil 14 lokalisieren. Es befindet sich vermutlich unmittelbar nach den zwei durch Aufschiebungen mit landwärtiger Vergenz hochgehobenen Falten im hinteren Teil des Profils.

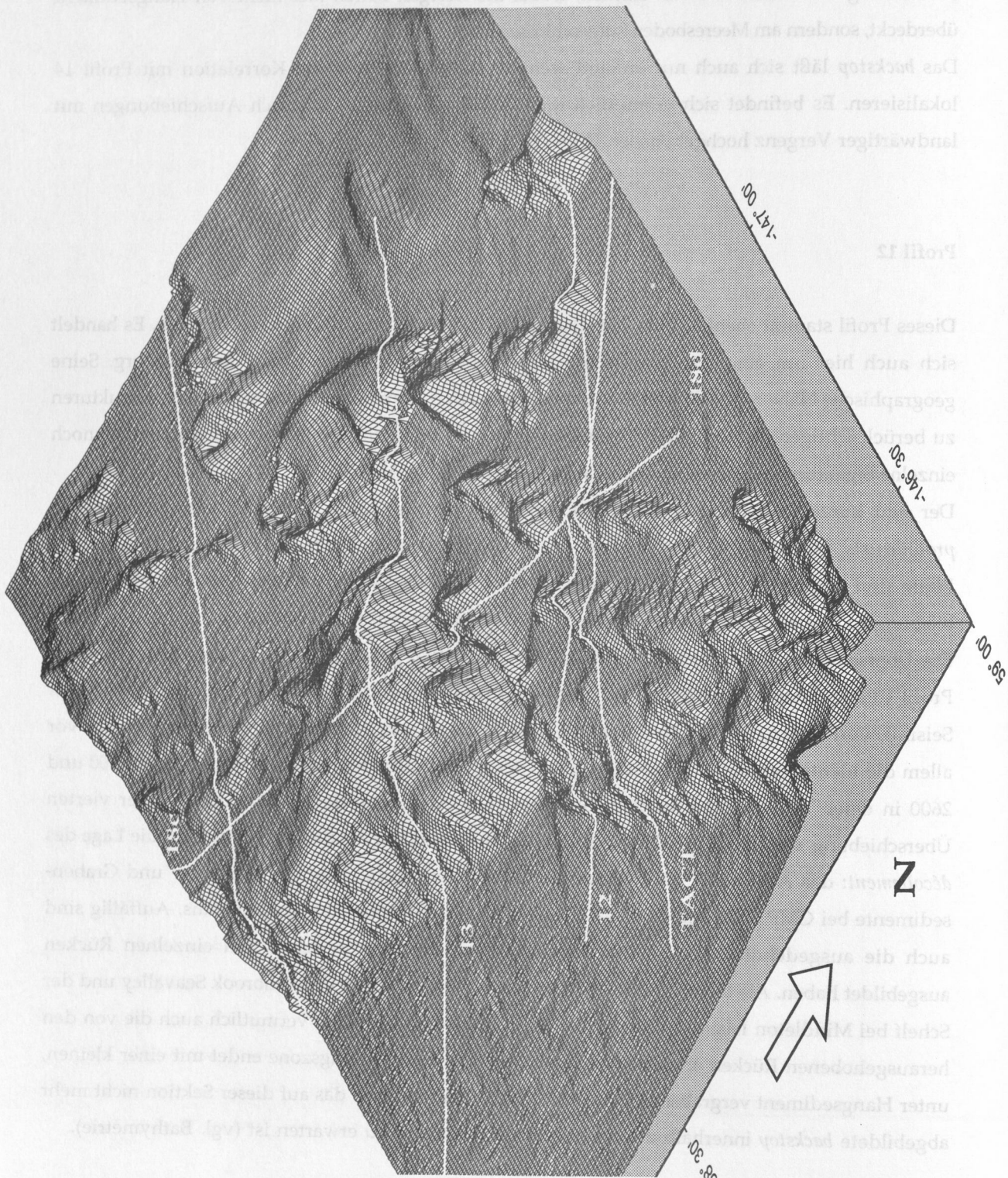
## Profil 12

Dieses Profil stammt ebenfalls aus dem Bandarchiv der Abteilung Marine Geodynamik. Es handelt sich auch hier um eine nicht veröffentlichte Bearbeitung von von Huene und Vosberg. Seine geographische Nähe zu TACT ließ es ratsam erscheinen, es zum besseren Verständnis der Strukturen zu berücksichtigen. In der leider allgemein schwachen Dynamik der Reflektoren können dennoch einzelne Signaturen wiedererkannt und ausgewertet werden (Abb. 5.5).

Der sehr kurze Tiefseegraben endet unscharf, ohne das auf Profil 13 beobachtete Auftreten von *protothrusts*. Die Mächtigkeit der Sediment-Sequenzen und der Abtauchwinkel der ozeanischen Platte sind verglichen mit Profil 13 unverändert. Im oberflächennahen Bereich ist eine kleine Aufwölbung zu beobachten, die mit der Abtragung des ersten Rückens zusammenhängt.

Die Überschiebungszone besteht vermutlich aus vier etwa gleich großen Paketen, die zu dem für Profil 13 angenommenen Aufbau gut passen. Im Unterschied dazu sind hier einige Details in der Seismik vorhanden, die für die weiteren Betrachtungen sehr hilfreich sein werden. Es sind vor allem die Identifizierung des Reflektors G1 in der zweiten Überschiebung zwischen CMP 2900 und 2600 in einer Tiefe von 4,5 bis 5 km und die klare Auflösung der oberen Struktur der vierten Überschiebung zwischen CMP 2400 und 2100. Dazu kommt ein deutlicher Hinweis auf die Lage des *décollement*: das Abtauchen der Reflektoren in die Grenzfläche zwischen Surveyor- und Grabensedimente bei CMP 2800 und CMP 2100 weisen sie als mögliche Abscherfläche aus. Auffällig sind auch die ausgedehnten Becken mit Hangsediment, die sich zwischen den einzelnen Rücken ausgebildet haben. Als Einzugsgebiete kommen das nahe gelegene Hinchinbrook Seavally und der Schelf bei Middleton Island in Frage (Abb. 2.1). Außerdem liegen da vermutlich auch die von den herausgehobenen Rücken erodierten Sedimente. Die Überschiebungszone endet mit einer kleinen, unter Hangsediment vergrabenen Überschiebung, hinter welcher das auf dieser Sektion nicht mehr abgebildete *backstop* innerhalb der nächsten paar Kilometer zu erwarten ist (vgl. Bathymetrie).





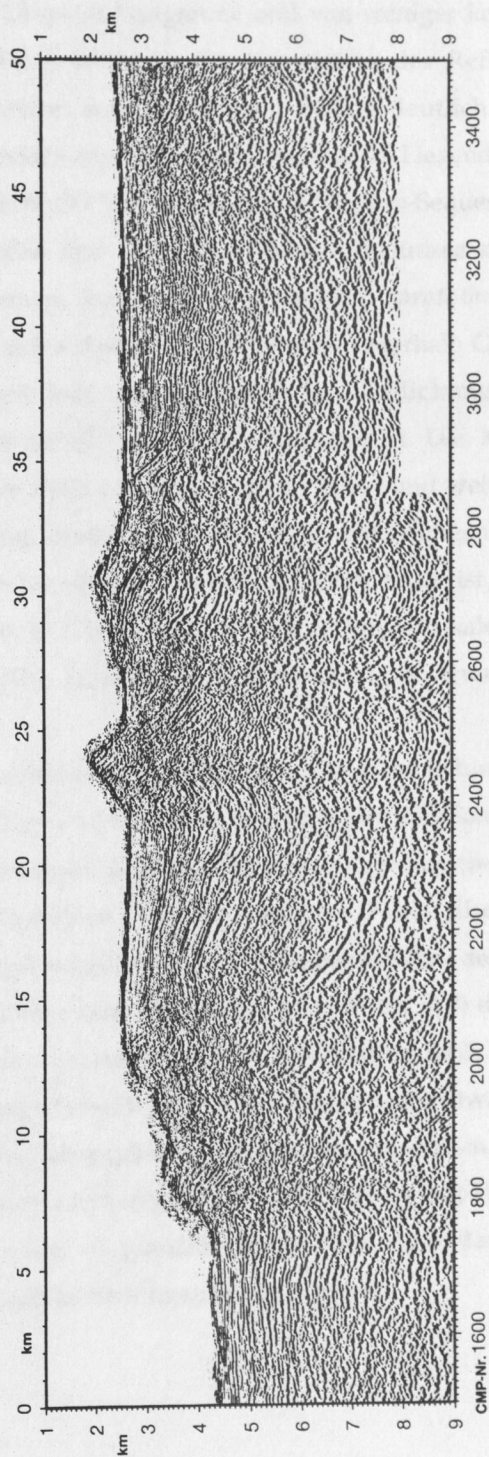
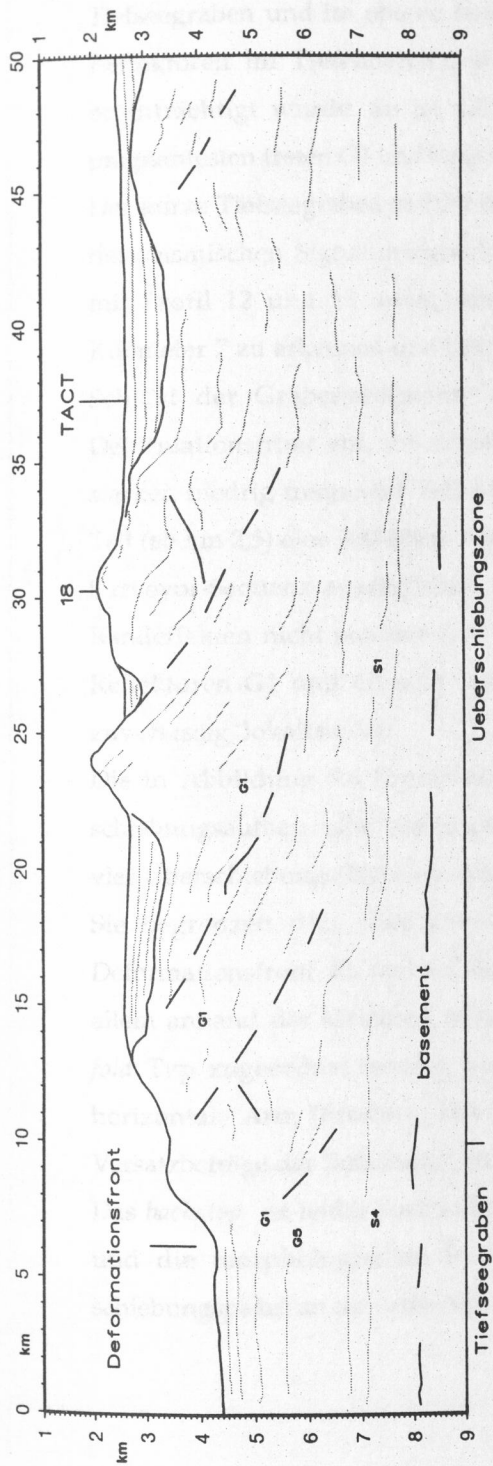


Abb. 5.5: ALASKA Profil 12

oben: 3D-Perspektive eines Ausschnittes der bathymetrischen Daten (Abb. 2.1). Blick aus NO, 35°.

Mitte: *linedrawing*. Horizonte sind punktiert eingetragen, deutlich sichtbare Störungen in vollem Linienstrich, vermutete Überschiebungen gestrichelt.

unten: Tiefenmigration vor dem Stapeln.







## Profil TACT

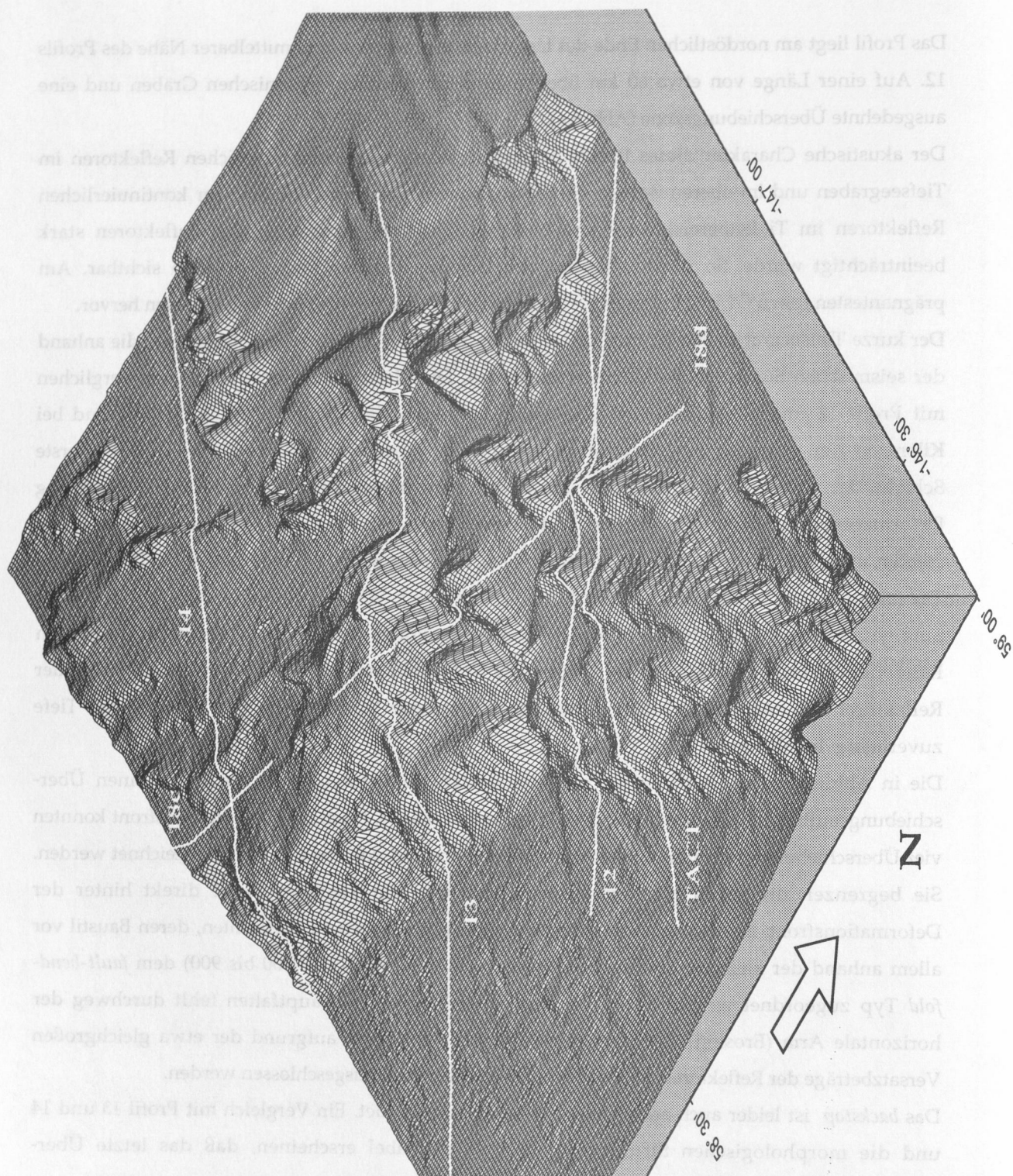
Das Profil liegt am nordöstlichen Ende des Untersuchungsgebietes in unmittelbarer Nähe des Profils 12. Auf einer Länge von etwa 60 km überdeckt es einen kurzen tektonischen Graben und eine ausgedehnte Überschiebungszone (Abb. 5.6).

Der akustische Charakter dieses Profils ist geprägt von langen, kontinuierlichen Reflektoren im Tiefseegraben und im oberen Bereich der Überschiebungszone und von weniger kontinuierlichen Reflektoren im Tiefenbereich ab 7 km Tiefe, wodurch die Korrelation der Reflektoren stark beeinträchtigt wurde. So ist z.B. das *basement* nur an wenigen Stellen deutlich sichtbar. Am prägnantesten treten G1 im Hangenden, streckenweise S4 und das *basement* im Liegenden hervor.

Der kurze Tiefseegraben enthält die Sedimente der Surveyor- und der Graben-Sequenz, die anhand der seismischen Signatur identifiziert worden sind. Die Mächtigkeitsverhältnisse sind verglichen mit Profil 12 und 13 unverändert. Die ersten kleineren Verwerfungen (*protothrusts*) sind bei Kilometer 7 zu erkennen und beschränken sich auf die Grabensedimente unterhalb G1. Die unterste Schicht der Grabensedimente weist auch hier eine beträchtliche Verdickung in Richtung Deformationsfront auf, die vermutlich auf *ductile strain* zurückzuführen ist. Das *basement* ist als starker, niedrig frequenter Reflektor in einer Tiefe von etwa 8 km zu sehen und weist im vorderen Teil (ab km 2,5) eine 300-400 m hohe Stufe auf, welche durch Mächtigkeitsänderungen in der unteren Surveyor-Sequenz ausgeglichen wird. Die seewärtige Fortsetzung dieser Stufe ist aufgrund von Randeffekten nicht eindeutig zu verfolgen. Die Deformationsfront ist am vertikalen Versatz der Reflektoren G1 und G5 und dem deutlichen Einsatz der Überschiebung in etwa 6,8 km Tiefe zuverlässig lokalisierbar.

Die in Abbildung 5.6 (*linedrawing*) eingezeichneten Reflektoren legen auch hier einen Überschiebungsaufbau nahe, wie er auf Profil 12 gefunden wurde. Nach der Deformationsfront konnten vier Überschiebungsflächen in einem regelmäßigen Abstand von etwa 10 km eingezeichnet werden. Sie begrenzen drei etwa gleichgroße Komplexe und ein kleineres Paket direkt hinter der Deformationsfront. Es sind teilweise sehr gut ausgebildete Falten zu beobachten, deren Baustil vor allem anhand der kleineren, sekundären Falten (z.B. zwischen CMP 800 bis 900) dem *fault-bend-fold* Typ zugeordnet werden kann. Bei den herausgehobenen Hauptfalten fehlt durchweg der horizontale Arm (Erosion). Der *fault-propagation-fold* Stil kann aufgrund der etwa gleichgroßen Versatzbeträge der Reflektoren an den Überschiebungsbahnen ausgeschlossen werden.

Das *backstop* ist leider auch auf diesem Profil nicht abgebildet. Ein Vergleich mit Profil 13 und 14 und die morphologischen Strukturen lassen es plausibel erscheinen, daß das letzte Überschiebungspaket an die erste Aufschiebung mit landwärtiger Vergenz grenzt.





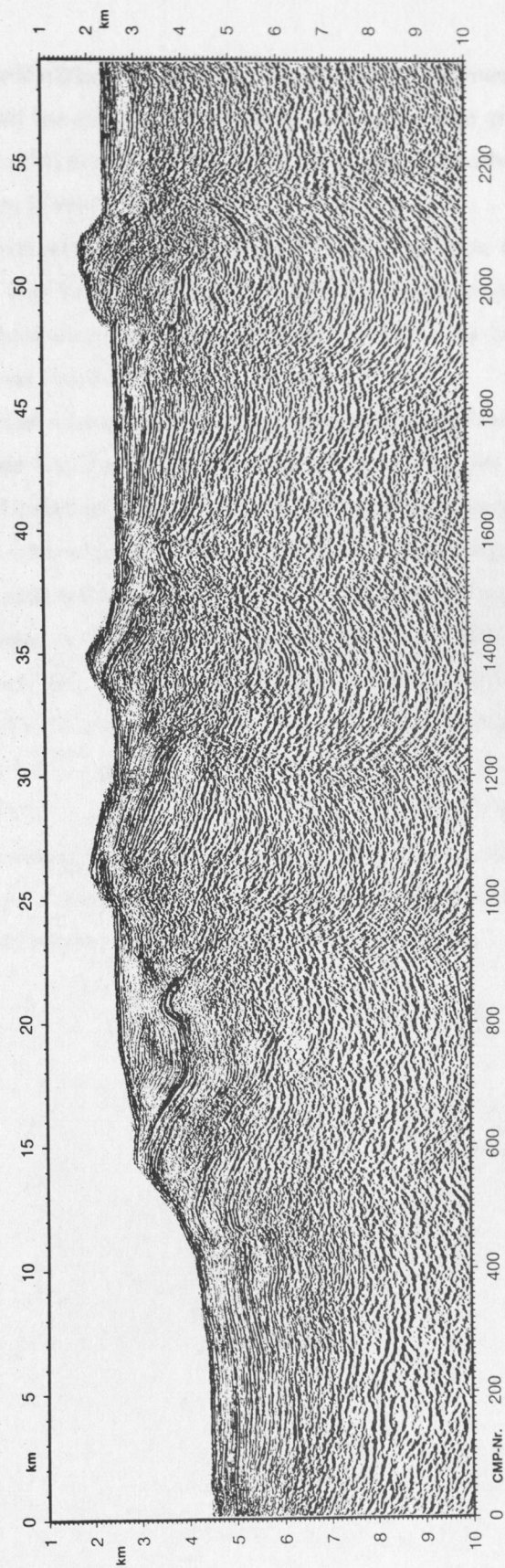
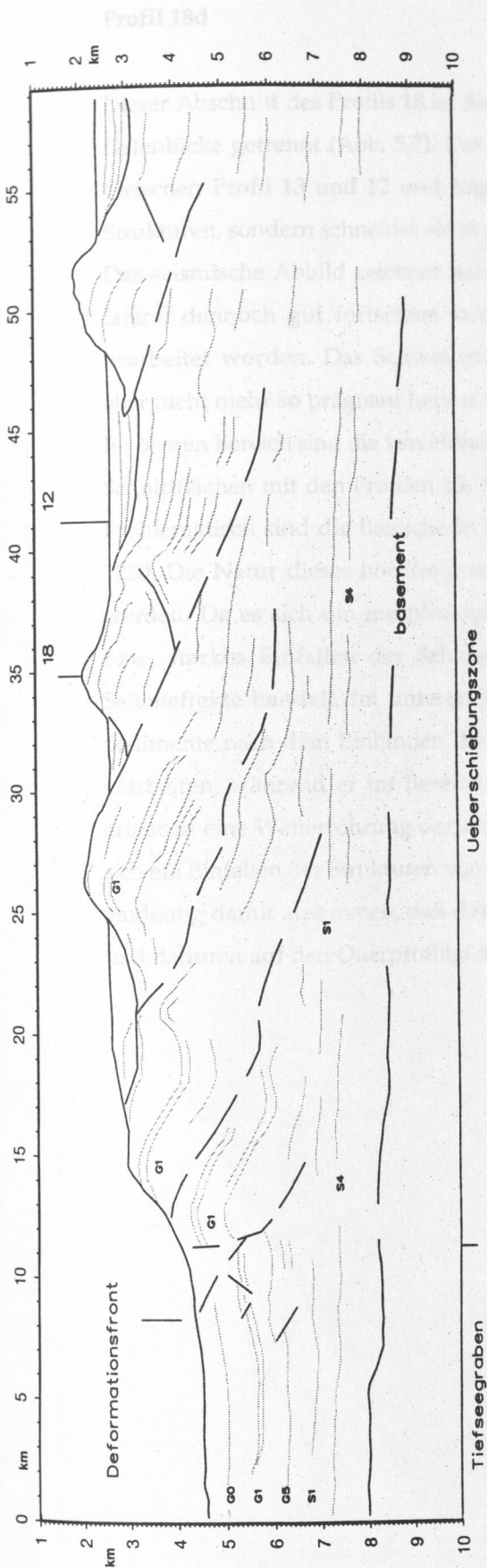


Abb. 5.6: ALASKA Profil TACT

oben: 3D-Perspektive eines Ausschnittes der bathymetrischen Daten (Abb. 2.1). Blick aus NO, 35°.

Mitte: *linedrawing*. Horizonte sind punktiert eingetragen, deutlich sichtbare Störungen in vollem Linienstrich, vermutete Überschiebungen gestrichelt.

unten: Tiefenmigration vor dem Stapeln.



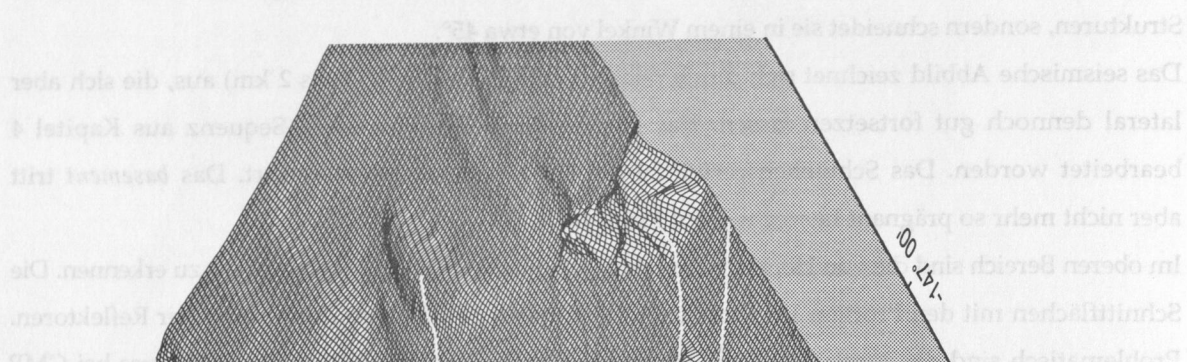


## Profil 18d

Dieser Abschnitt des Profils 18 ist die nordöstliche Verlängerung von 18c und von diesem durch eine Datenlücke getrennt (Abb. 5.7). Das Profil hat eine Länge von 50 km, überquert den großen Cañon zwischen Profil 13 und 12 und folgt anschließend nicht mehr der Richtung der vorherrschenden Strukturen, sondern schneidet sie in einem Winkel von etwa 45°.

Das seismische Abbild zeichnet sich durch relativ kurze Reflektoren (1 bis 2 km) aus, die sich aber lateral dennoch gut fortsetzen lassen. Das Profil ist mit der Processing-Sequenz aus Kapitel 4 bearbeitet worden. Das Schwellenwertverfahren hat sich auch hier bewährt. Das *basement* tritt aber nicht mehr so prägnant hervor wie auf Profil 18c.

Im oberen Bereich sind die von Höhenrücken eingeschlossenen Becken besonders gut zu erkennen. Die Schnittflächen mit den Profilen 13, 12 und TACT erlauben eine sichere Zuordnung der Reflektoren. Problematisch sind die Bereiche in der Umgebung des Cañons und unterhalb des Berges bei CMP 1250. Die Natur dieses hochfrequenten, übermigrierten Rauschens konnte nicht endgültig geklärt werden. Da es sich um morphologisch und tektonisch außergewöhnliche Gebiete handelt (Cañon bzw. starkes Einfallen der Schenkel einer Falte), liegt die Vermutung nahe, daß es sich um Seiteneffekte handelt. Im unteren Bereich läßt sich der Verlauf des *basement* und der Surveyor-Sedimente nach dem Einbinden der Profile 12 und TACT zwar mühsam aber dennoch zuverlässig erarbeiten, während er im Bereich des Profils 13 unklar bleibt. Die eingezeichneten Reflektoren erlauben eine Weiterführung der auf den Querprofilen ermittelten Überschiebungsbahnen: es ergibt sich ein Einfallen der Strukturen von dem Cañon ab in Richtung Norden. Diese Erscheinung hängt nun eindeutig damit zusammen, daß das Profil 18d die Richtung der vorherrschenden Strukturen verläßt und dadurch auf den Querprofilen jeweils andere Akkretionsstadien durchschneidet.





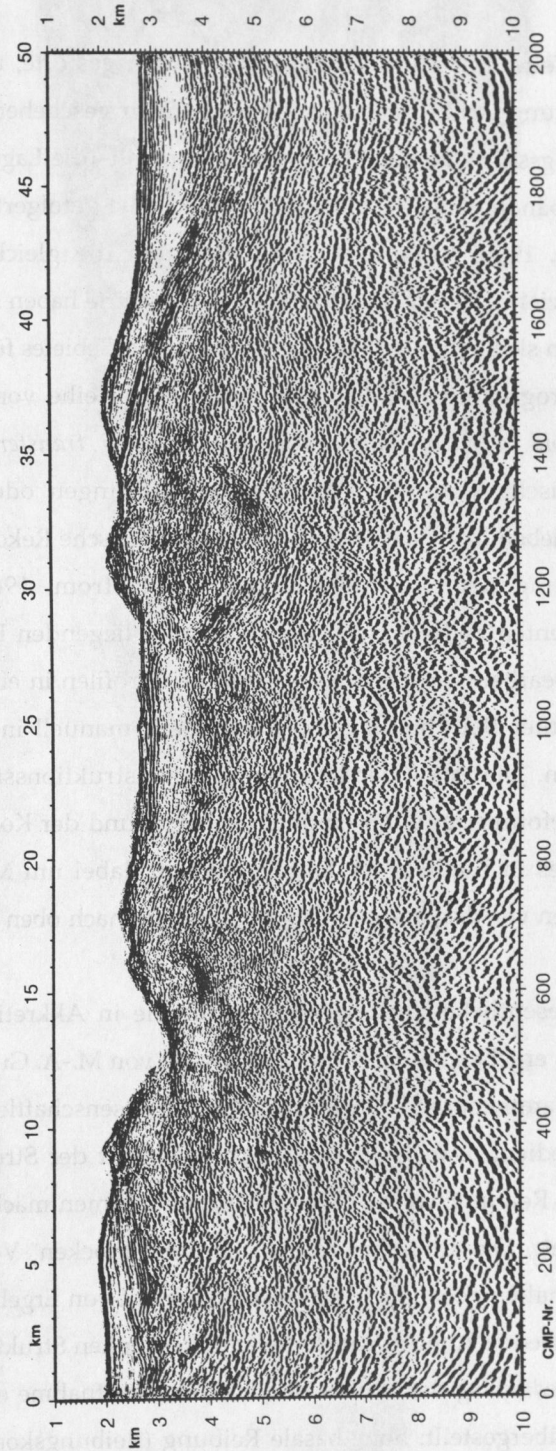
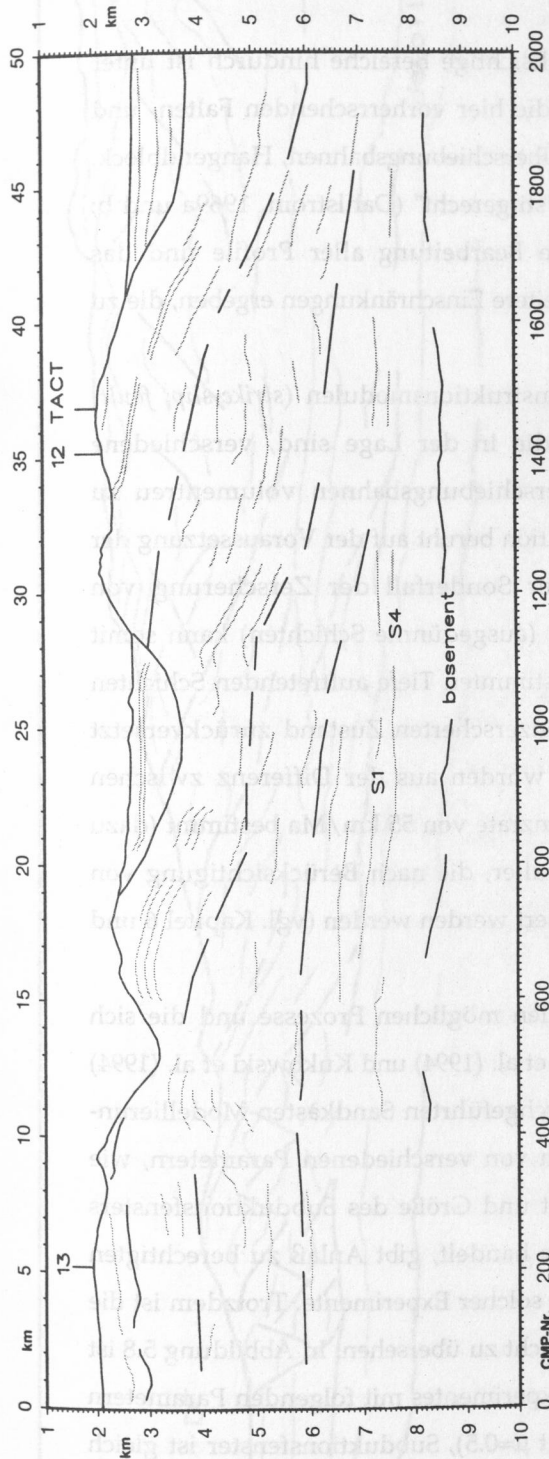


Abb. 5.7: ALASKA Profil 18d

oben: 3D-Perspektive eines Ausschnittes der bathymetrischen Daten (Abb. 2.1). Blick aus NO, 35°.

Mitte: *linedrawing*. Horizonte sind punktiert eingetragen, deutlich sichtbare Störungen in vollem Linienstrich, vermutete Überschiebungen gestrichelt.

unten: Tiefenmigration vor dem Stapeln.

## 5.2 Geologische Interpretation und palinspastische Rekonstruktion der Profile

Basierend auf den in Kapitel 5.1 vorgestellten *linedrawings* der seismischen Tiefensektionen sind geologische Interpretationen der Profile 15, 14 und TACT erarbeitet worden, deren Plausibilität anhand ihrer geometrischen Abwickelbarkeit mit Hilfe des Softwarepaketes GEOSEC geprüft wurde.

Die Weiterführung der Reflektoren durch gestörte, undurchsichtige Bereiche hindurch ist unter Beachtung strukturgeologischer Prinzipien geschehen. Für die hier vorherrschenden Falten- und Störungsstile sind charakteristische Elemente (die Lage der Überschiebungsbahnen, Hangendblock, Knickbänder, Liegendblock) gefunden bzw. gefolgert und "stilgerecht" (Dahlstrom, 1969a und b; Suppe, 1985) fortgesetzt worden. Durch die gleichzeitige Bearbeitung aller Profile und das Hinzuziehen der hochauflösenden Bathymetrie haben sich weitere Einschränkungen ergeben, die zu einer in sich konsistenten Interpretation des Gebietes führen.

Das Programmpaket GEOSEC bietet eine Reihe von Rekonstruktionsmodulen (*strike-slip, fault-bend-fold, vertical-oblique slip, flexural slip transfer*) an, die in der Lage sind, verschiedene tektonische Strukturen entlang von Störungen oder Überschiebungsbahnen volumentreu zu verschieben bzw. zu rotieren. Die palinspastische Rekonstruktion beruht auf der Voraussetzung der Erhaltung der Schichtmächtigkeit (Dahlstrom, 1969). Der Sonderfall der Zerschierung von Sedimenten zwischen zwei übereinander liegenden Bahnen (ausgedünnte Schichten) kann somit nicht bearbeitet werden. Diese auf allen Profilen in einer bestimmten Tiefe auftretenden Schichten sind unter Beibehaltung ihres Volumens manuell in den unzersicherten Zustand zurückversetzt worden. Die Alter der jeweiligen Rekonstruktionsstadien wurden aus der Differenz zwischen retrodeformierter und deformierter Länge und der Konvergenzrate von 55 km/Ma bestimmt (dazu Näheres in Kapitel 5.3). Es handelt sich dabei um Mindestalter, die nach Berücksichtigung von Effekten wie *ductile strain* und Kompaktion nach oben korrigiert werden werden (vgl. Kapitel 6 und 7).

Als wesentliche Vorstellungshilfe für die in Akkretionskeilen möglichen Prozesse und die sich daraus ergebenden Strukturen haben die von M.-A. Gutscher et al. (1994) und Kukowski et al. (1994) in Zusammenarbeit mit französischen Wissenschaftlern durchgeführten Sandkasten-Modellierungen gedient. Dabei wurde die Abhängigkeit der Strukturen von verschiedenen Parametern, wie basale Reibung, initiale Hangneigung, Sedimentmächtigkeit und Größe des Subduktionsfensters getestet. Die Tatsache, daß es sich um "Trocken"-Versuche handelt, gibt Anlaß zu berechtigten Vorbehalten gegenüber der Übertragbarkeit von Ergebnissen solcher Experimente. Trotzdem ist die verblüffende Ähnlichkeit mit seismisch erfaßten Strukturen nicht zu übersehen. In Abbildung 5.8 ist das *linedrawing* des Profils 15 der Momentaufnahme eines Experimentes mit folgenden Parametern gegenübergestellt: hohe basale Reibung (Reibungskoeffizient  $\mu=0.5$ ), Subduktionsfenster ist gleich halbe Inputmächtigkeit, Material Sand ( $\mu=0.56$ ). Auf beiden Abbildungen ist seewärtig



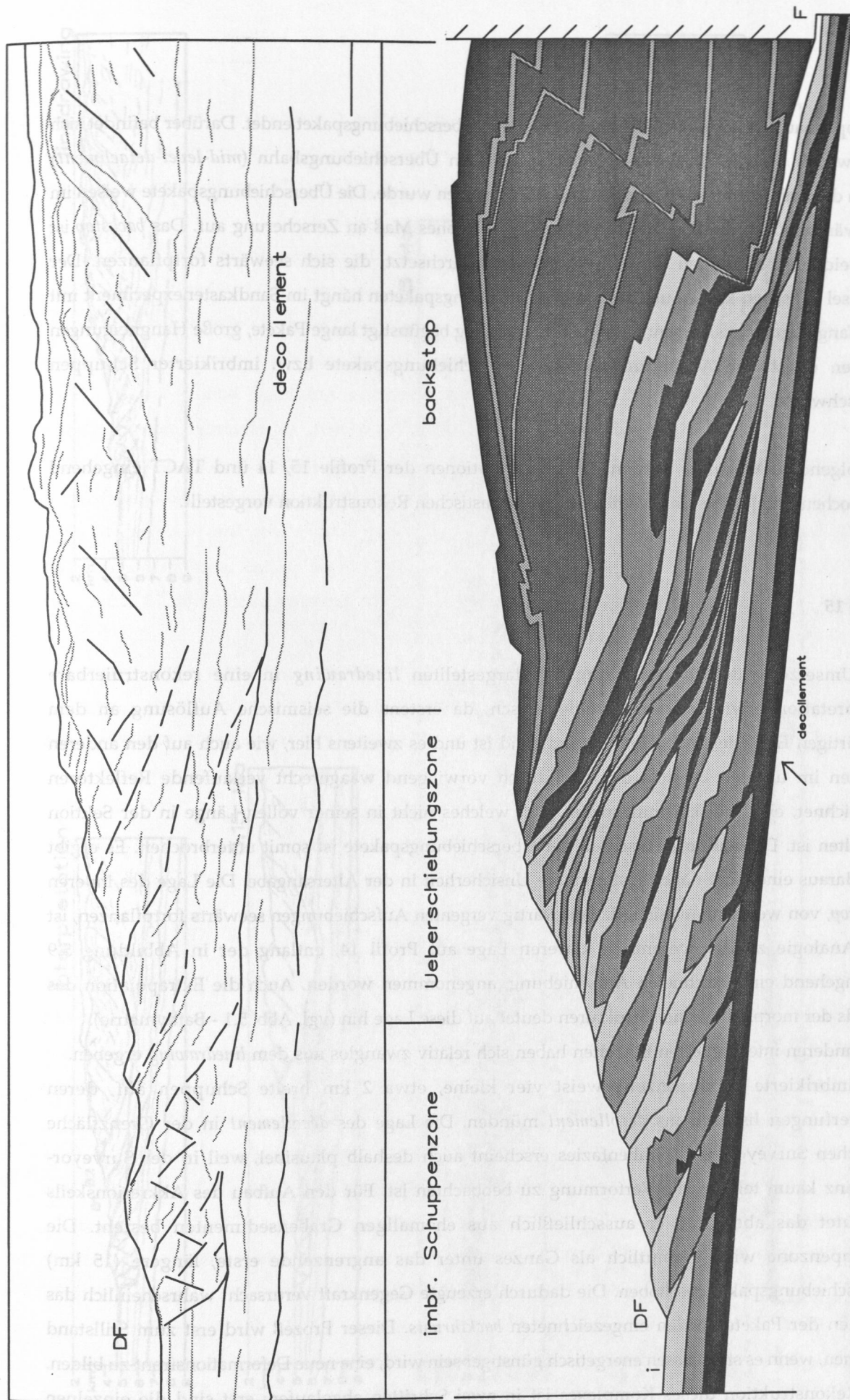


Abb. 5.8: Gegenüberstellung von Geo- und Modelltektonik (Sandkasten).

oben: Ausschnitt des linedrawings von Profil 15.

unten: Momentaufnahme eines Sandkastenexperiments von Gutscher et al. (1994):  $i$ =Inputmächtigkeit,  $F$ =Outputfenster=0,5*i*.



Schuppenbau zu beobachten, der in einem langen Überschiebungspaket endet. Darüber befindet sich ein zweites Stockwerk, welches an einer höheren Überschiebungsbahn (*mid-level-detachment*) durch die Anlagerung des Schuppenbaus hochgehoben wurde. Die Überschiebungspakete weisen im landwärtigen Teil der Sandkasten-Abbildung ein hohes Maß an Zerschörung auf. Das *backstop* ist auf beiden Abbildungen von Aufschiebungen durchsetzt, die sich seewärts fortpflanzen. Der Wechsel zwischen kurzen und langen Überschiebungspaketen hängt im Sandkastenexperiment mit der Hangneigung zusammen: niedrige Hangneigung begünstigt lange Pakete, große Hangneigungen werden durch die Ausbildung kleiner Überschiebungspakete bzw. imbrikerter Schuppen abgeschwächt.

Im folgenden Abschnitt werden die Interpretationen der Profile 15, 14 und TACT eingehend besprochen und jeweils drei Stadien der palinspastischen Rekonstruktion vorgestellt.

### Profil 15

Die Umsetzung des in Abbildung 5.9 dargestellten *linedrawing* in eine rekonstruierbare Interpretation erwies sich als problematisch, da erstens die seismische Auflösung an dem seewärtigen Ende des *backstop* unbefriedigend ist und es zweitens hier, wie auch auf den anderen Profilen im unteren Bereich, der sich durch vorwiegend waagrecht verlaufende Reflektoren auszeichnet, ein Überschiebungspaket gibt, welches nicht in seiner vollen Länge in der Sektion enthalten ist. Der nahtlose Anschluß der Überschiebungspakete ist somit unterbrochen. Es ergibt sich daraus eine nicht näher bestimmbare Unsicherheit in der Altersangabe. Die Lage des inneren *backstop*, von welchem aus sich die landwärtig vergenten Aufschiebungen seewärts fortpflanzen, ist aus Analogie zu der wesentlich klareren Lage auf Profil 14, entlang der in Abbildung 5.9 durchgehend eingezeichneten Aufschiebung, angenommen worden. Auch die Extrapolation des Trends der morphologischen Strukturen deutet auf diese Lage hin (vgl. Abb. 5.1 - Bathymetrie).

Alle anderen interpretierten Einheiten haben sich relativ zwanglos aus dem *linedrawing* ergeben. Die imbrierte Schuppenzone weist vier kleine, etwa 2 km breite Schuppen auf, deren Verwerfungen listrisch ins *décollement* münden. Die Lage des *décollement* in der Grenzfläche zwischen Surveyor- und Grabenfazies erscheint auch deshalb plausibel, weil in der Surveyor-Sequenz kaum tektonische Verformung zu beobachten ist. Für den Aufbau des Akkretionskeils bedeutet das aber, daß er ausschließlich aus ehemaligen Grabensedimenten besteht. Die Schuppenzone wird vermutlich als Ganzes unter das angrenzende erste, längere (15 km) Überschiebungspaket geschoben. Die dadurch erzeugte Gegenkraft verursacht wahrscheinlich das Brechen der Pakete an den eingezeichneten *backthrusts*. Dieser Prozeß wird erst zum Stillstand kommen, wenn es statt dessen energetisch günstiger sein wird, eine neue Deformationsfront zu bilden. Die Rekonstruktion dieses Komplexes ist in zwei Schritten abgelaufen: erst sind die einzelnen

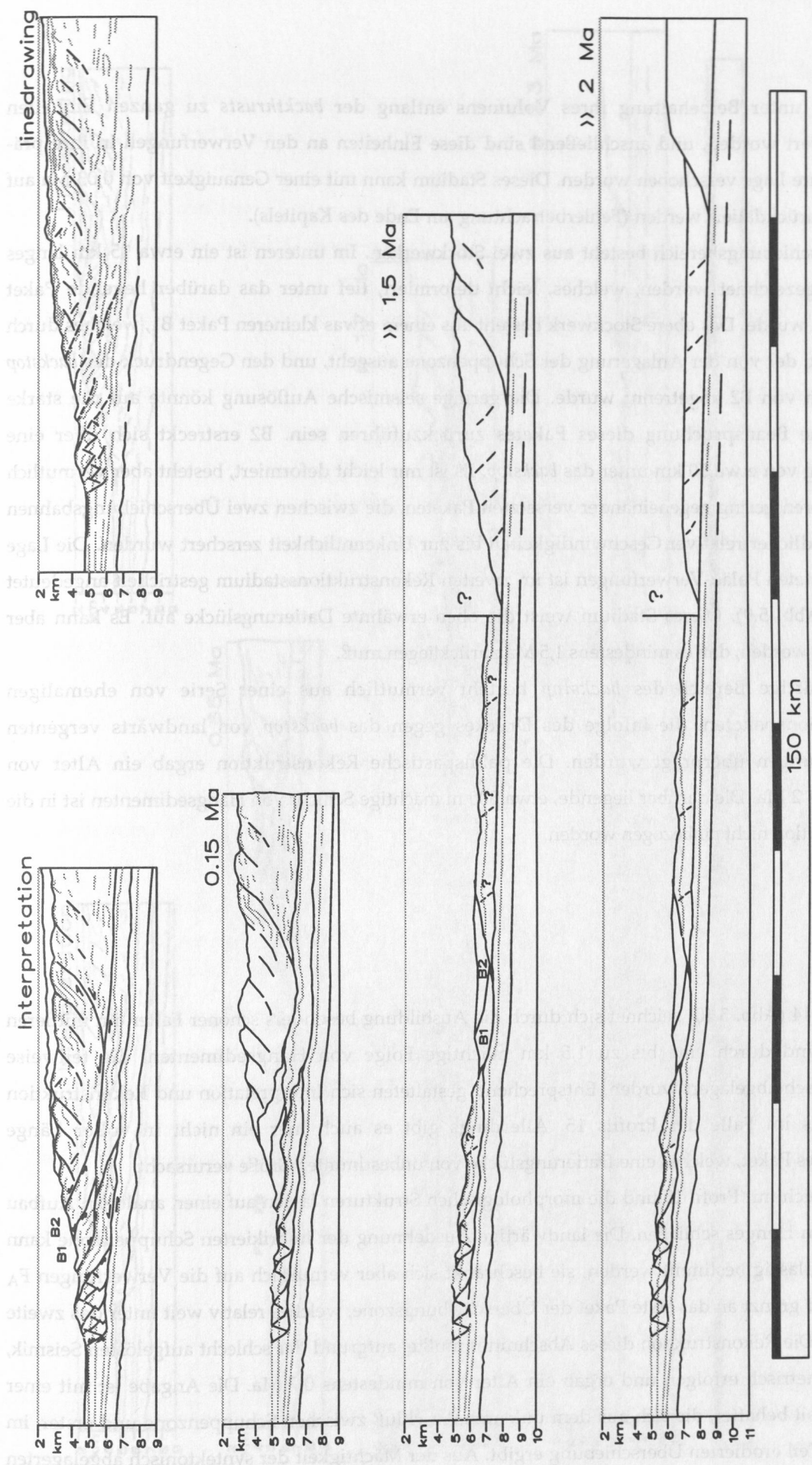


Abb. 5.9: ALASKA Profil 15  
Geologische Interpretation und palinospastische Rekonstruktion. Erklärung der Zeichen und Alter siehe Text.

Schuppen unter Beibehaltung ihres Volumens entlang der *backthrasts* zu ganzen Einheiten rekonstruiert worden, und anschließend sind diese Einheiten an den Verwerfungen in ihre prä-akkretionäre Lage verschoben worden. Dieses Stadium kann mit einer Genauigkeit von 0,03 Ma auf 0,15 Ma zurückdatiert werden (Fehlerbetrachtung am Ende des Kapitels).

Der Überschiebungsbereich besteht aus zwei Stockwerken. Im unteren ist ein etwa 15 km langes Paket eingezeichnet worden, welches, leicht deformiert, tief unter das darüber liegende Paket geschoben wurde. Das obere Stockwerk besteht aus einem etwas kleineren Paket B1, welches durch den Druck, der von der Anlagerung der Schuppenzone ausgeht, und den Gegendruck des *backstop* vermutlich von B2 abgetrennt wurde. Die geringe seismische Auflösung könnte auf die starke tektonische Beanspruchung dieses Paketes zurückzuführen sein. B2 erstreckt sich über eine Entfernung von etwa 50 km unter das *backstop*. Es ist nur leicht deformiert, besteht aber vermutlich aus mehreren gering gegeneinander versetzten Paketen, die zwischen zwei Überschiebungsbahnen unterschiedlicher relativer Geschwindigkeiten bis zur Unkenntlichkeit zerschert wurden. Die Lage der vermuteten Paläo-Verwerfungen ist im zweiten Rekonstruktionsstadium gestrichelt angedeutet worden (Abb. 5.9). Dieses Stadium weist die oben erwähnte Datierungslücke auf. Es kann aber festgestellt werden, daß es mindestens 1,5 Ma zurückliegen muß.

Der seewärtige Bereich des *backstop* besteht vermutlich aus einer Serie von ehemaligen Kompressionspaketen, die infolge des Druckes gegen das *backstop* von landwärts vergenten Aufschiebungen überprägt wurden. Die palinspastische Rekonstruktion ergab ein Alter von mindestens 2 Ma. Die darüber liegende, etwa 500 m mächtige Schicht von Hangsedimenten ist in die Rekonstruktion nicht einbezogen worden.

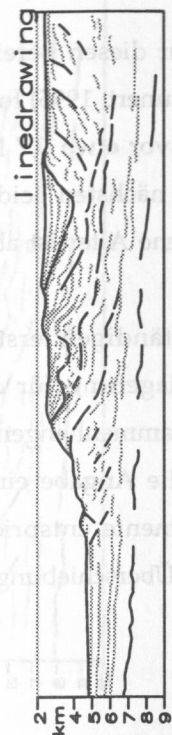
#### Profil 14

Das Profil 14 (Abb. 5.10) zeichnet sich durch die Ausbildung besonders schöner Falten im mittleren Teil aus und durch eine bis zu 1,5 km mächtige Folge von Hangsedimenten, die teilweise syntektonisch abgelagert wurden. Entsprechend gestalteten sich Interpretation und Rekonstruktion leichter als im Falle des Profils 15. Allerdings gibt es auch hier ein nicht in voller Länge abgebildetes Paket, welches eine Datierungslücke von unbestimmter Größe verursacht.

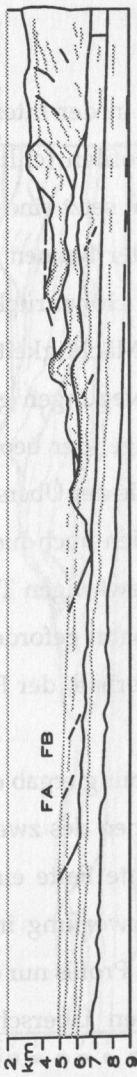
Der Vergleich mit Profil 15 und die morphologischen Strukturen lassen auf einen analogen Aufbau des unteren Hanges schließen. Die landwärtige Ausdehnung der imbrikierten Schuppenzone kann nicht zuverlässig bestimmt werden, sie beschränkt sich aber vermutlich auf die Verwerfungen  $F_A$  und  $F_B$  und grenzt an das erste Paket der Überschiebungszone, welches relativ weit unter das zweite eindringt. Die Rekonstruktion dieses Abschnittes mußte, aufgrund der schlecht aufgelösten Seismik, rein volumetrisch erfolgen und ergab ein Alter von mindestens 0,7 Ma. Die Angabe ist mit einer Unsicherheit behaftet, die sich aus dem unklaren Anschluß zwischen Schuppenzone und erster, im vorderen Teil erodierten Überschiebung ergibt. Aus der Mächtigkeit der syntektonisch abgelagerten



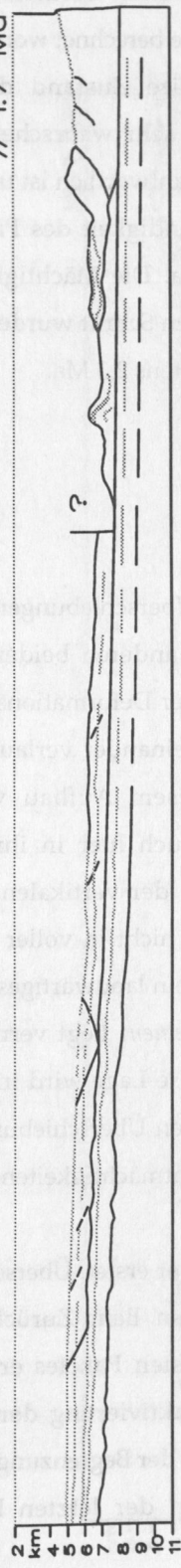
Interpretation



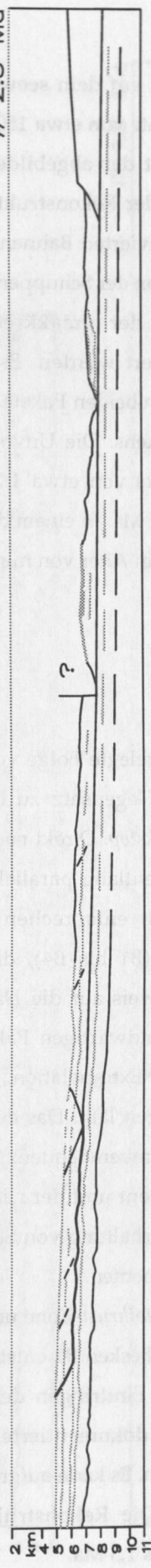
0.65 Ma



>> 1.7 Ma



>> 2.3 Ma



200 km

Abb. 5.10: ALASKA Profil 14  
Geologische Interpretation und palinoplastische Rekonstruktion. Erklärung der Zeichen und Alter siehe Text.

Sedimente von etwa 1 km auf dem seewärtigen Mittelhangplateau und einer für diesen Bereich typischen Sedimentationsrate von etwa 1500 m/Ma (von Huene und Kulm, 1973; Kunert, 1995) folgt aber übereinstimmend mit der abgebildeten Rekonstruktion, daß das *uplifting* vor etwa 0,7 Ma begonnen haben muß. In der Rekonstruktion ist auch der vermutete Versatz der nächsten beiden Überschiebungen an reaktivierten Bahnen qualitativ berücksichtigt. Das angegebene Alter ist aber allein aus der Rekonstruktion der Schuppenzone berechnet worden.

Im zweiten Stadium ist der präakkretionäre Zustand der langen, unvollständigen ersten Überschiebung rekonstruiert worden. Es ist sehr wahrscheinlich, daß ihre Anlagerung für die Heraushebung der nächsten beiden Pakete verantwortlich ist und für die damit zusammenhängende Bildung des Sedimentbeckens. Die Unvollständigkeit des Paketes erlaubt nur die Angabe eines minimalen Akkretionsalters von etwa 1,7 Ma. Die Mächtigkeit der Beckensedimente entspricht einem Alter von ungefähr 1 Ma. In einem dritten Schritt wurden die letzten beiden Überschiebungen rekonstruiert. Sie ergaben ein Alter von mindestens 2,3 Ma.

### Profil TACT

Die vom *linedrawing* nahegelegte Folge von Überschiebungen ist in der Interpretation (Abb. 5.11) verwirklicht worden. Im Gegensatz zu den anderen beiden Profilen fehlt hier die imbrizierte Schuppenzone und das *backstop*. Direkt nach der Deformationsfront setzt eine Serie von fünf großen Überschiebungen ein, die entlang parallel zueinander verlaufender Bahnen große Versatzbeträge aufweisen. Morphologisch entsprechen diesem Aufbau vier Höhenrücken mit dazwischen eingeschlossenen Becken (B1 bis B4), die auch hier in ihrer Mächtigkeit und Beschaffenheit (syntektonisch) einen Hinweis auf die Dauer der vertikalen Bewegungen geben. Die seismische Tiefensektion erfaßt die landwärtigen Pakete nicht in voller Länge, der beobachtete regelmäßige Aufbau jedoch ermutigt zur Extrapolation, die ein landwärtiges Ende der Überschiebungen innerhalb der nächsten 30 km erwarten läßt. Das *décollement* liegt vermutlich auch hier in der Grenzfläche zwischen Surveyor- und Graben-Sequenz. Diese Lage wird im seewärtigen Teil durch das Emporstreben der Deformationsfront und der nächsten Überschiebungsbahn gefordert und ergibt sich im weiteren Verlauf aus der Erhaltung von Schichtmächtigkeiten innerhalb der Falten und den relativ ungestörten Surveyor-Sedimenten.

Die Rekonstruktion der *protothrust*-Zone und der ersten Überschiebung ergab ein Alter von 0,25 Ma. In dieser Zeit ist auch das Becken B1 entstanden. Beim Zurückziehen des zweiten Überschiebungspaketes ist die durch das Eindringen des ersten Paketes erzeugte Falte eingeebnet und die im Sedimentationsbecken B3 dokumentierte Reaktivierung der Verwerfung in den letzten 0,5 Ma rückgängig gemacht worden. Es kann aufgrund der Begrenzung des Profils nur ein Mindestalter von 1 Ma angegeben werden. Die Rekonstruktion der letzten beiden Überschiebungen ergab ein Gesamtalter von mindestens 1,5 Ma.

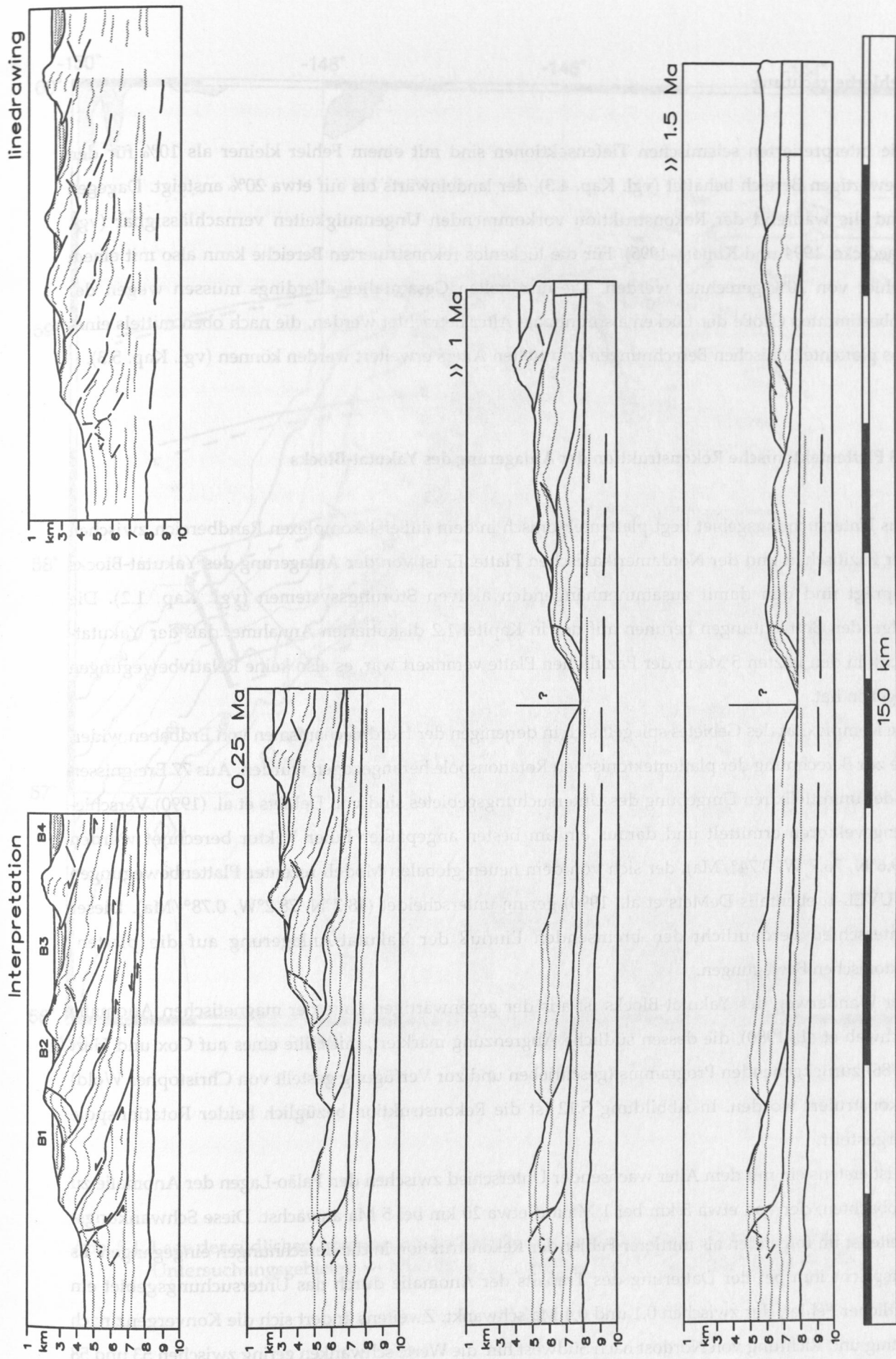


Abb. 5.11: ALASKA Profil TACT  
Geologische Interpretation und palinspastische Rekonstruktion. Erklärung der Zeichen und Alter siehe Text.



## Fehlerbetrachtung

Die interpretierten seismischen Tiefensektionen sind mit einem Fehler kleiner als 10% für den seewärtigen Bereich behaftet (vgl. Kap. 4.3), der landeinwärts bis auf etwa 20% ansteigt. Dagegen sind die während der Rekonstruktion vorkommenden Ungenauigkeiten vernachlässigbar (vgl. Gaedicke, 1994 und Kunert, 1995). Für die lückenlos rekonstruierten Bereiche kann also mit einem Fehler von 20% gerechnet werden. Die ermittelten Gesamtalter allerdings müssen wegen der unbestimmten Größe der Lücken als minimale Alter betrachtet werden, die nach oben mittels eines aus plattentektonischen Berechnungen ermittelten Alters erweitert werden können (vgl. Kap. 5.3).

### 5.3 Plattentektonische Rekonstruktion der Anlagerung des Yakutat-Blocks

Das Untersuchungsgebiet liegt plattentektonisch in dem äußerst komplexen Randbereich zwischen der Pazifischen und der Nordamerikanischen Platte. Er ist von der Anlagerung des Yakutat-Blocks geprägt und den damit zusammenhängenden aktiven Störungssystemen (vgl. Kap. 1.2). Die folgenden Betrachtungen beruhen auf der in Kapitel 1.2 diskutierten Annahme, daß der Yakutat-Block in den letzten 5 Ma in der Pazifischen Platte verankert war, es also keine Relativbewegungen gegeben hat.

Die Komplexität des Gebietes spiegelt sich in derjenigen der Herdmechanismen von Erdbeben wider, die zur Berechnung der plattentektonischen Rotationspole herangezogen wurden. Aus 77 Ereignissen in der unmittelbaren Umgebung des Untersuchungsgebietes sind von DeMets et al. (1990) Verschiebungsvektoren ermittelt und daraus ein am besten angepaßter Euler Vektor berechnet worden ( $49.6^{\circ}\text{N}$ ,  $76.7^{\circ}\text{W}$ ,  $0.74^{\circ}/\text{Ma}$ ), der sich von dem neuen globalen Modell rezenter Plattenbewegungen (NUVEL-1, ebenfalls DeMets et al., 1990) gering unterscheidet ( $48.7^{\circ}\text{N}$ ,  $78.2^{\circ}\text{W}$ ,  $0.78^{\circ}/\text{Ma}$ ). Dieser Unterschied verdeutlicht den bremsenden Einfluß der Yakutat-Anlagerung auf die plattentektonischen Bewegungen.

Der Wanderweg des Yakutat-Blocks ist aus der gegenwärtigen Lage der magnetischen Anomalie (Schwab et al., 1980), die dessen südliche Abgrenzung markiert, mit Hilfe eines auf Cox und Hart (1986) zurückgehenden Programms (geschrieben und zur Verfügung gestellt von Christopher Wold) rekonstruiert worden. In Abbildung 5.12 ist die Rekonstruktion bezüglich beider Rotationspole dargestellt.

Es ist erstens ein mit dem Alter wachsender Unterschied zwischen den Paläo-Lagen der Anomalie zu beobachten, der von etwa 5 km bei 1 Ma auf etwa 20 km bei 5 Ma anwächst. Diese Schwankungsbreite ist im folgenden als mittlerer Fehler der Rekonstruktion in die Berechnungen eingegangen. Es entspricht ihm bei der Datierung des Transits der Anomalie durch das Untersuchungsgebiet ein zeitlicher Fehler, der zwischen 0,1 und 0,4 Ma schwankt. Zweitens ändert sich die Konvergenz nach Betrag und Richtung von Nordost nach Südwest hin: die Werte schwanken gering zwischen 53 und 58

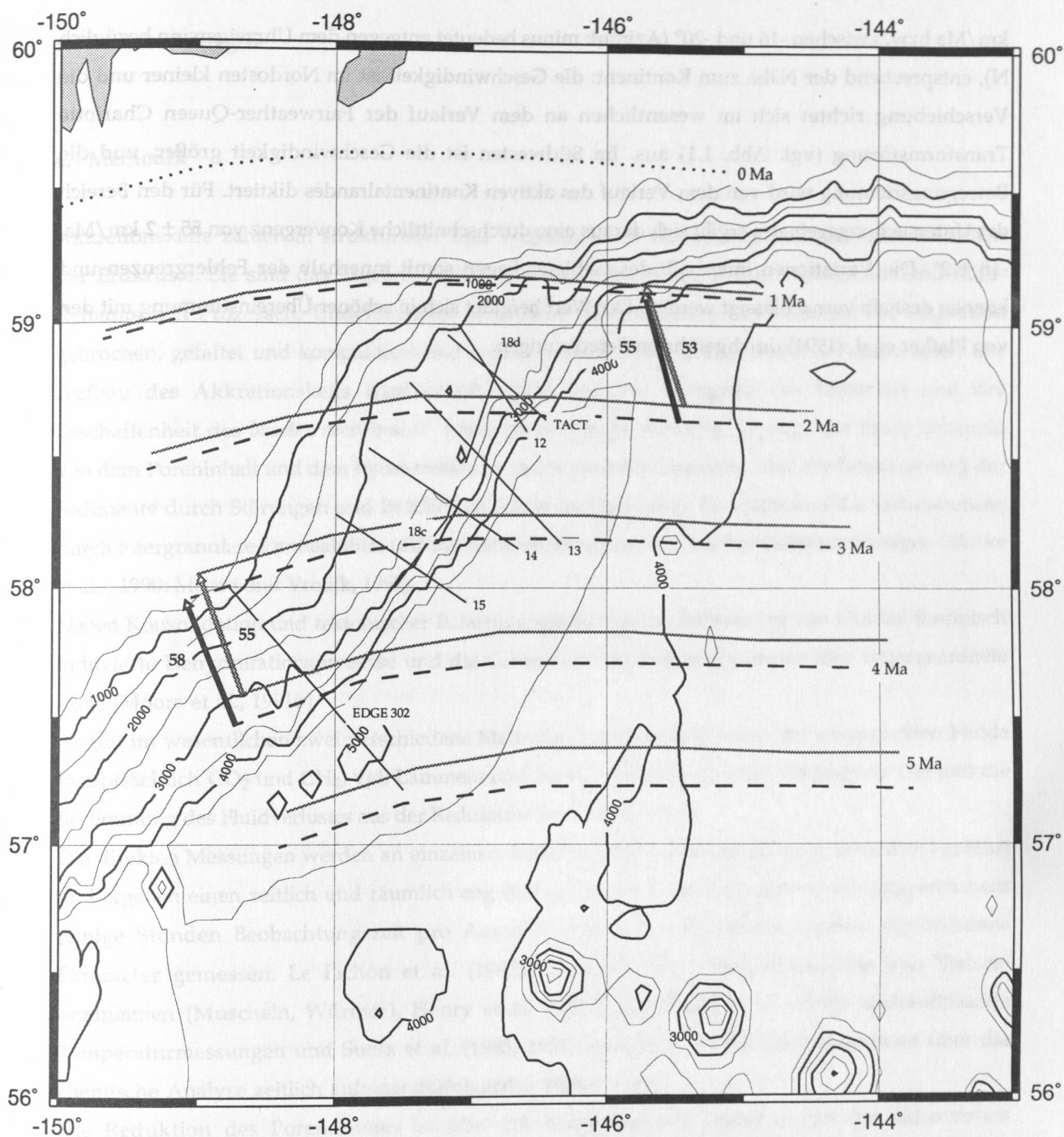
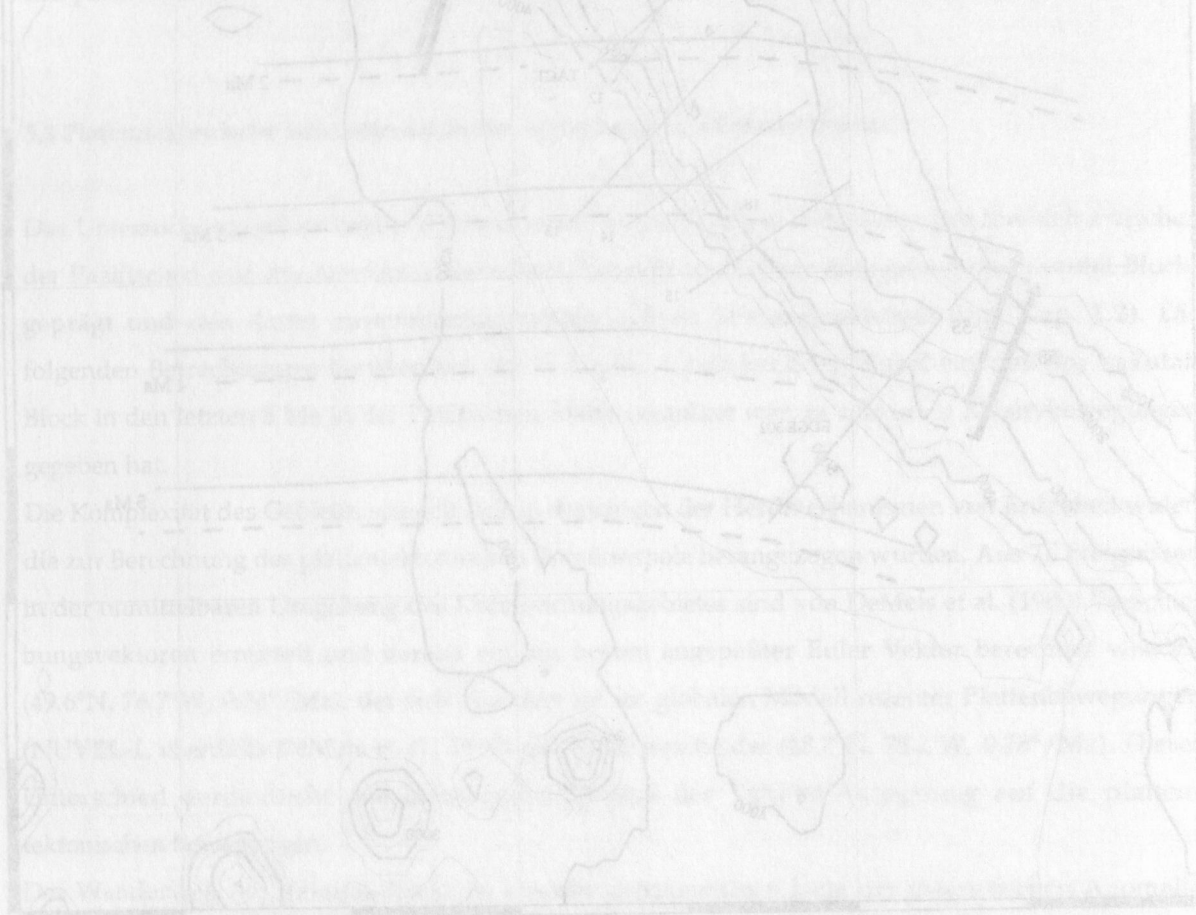


Abb. 5.1: Lage der südlichen Abgrenzung des Yakutat-Blocks in den letzten 5 Ma im Bereich des Untersuchungsgebietes: --- NUVEL-1; \_\_\_\_ regional best fit. Konvergenz in km/Ma.

km/Ma bzw. zwischen  $-16$  und  $-20^\circ$  (Azimut: minus bedeutet entgegen dem Uhrzeigersinn bezüglich N), entsprechend der Nähe zum Kontinent: die Geschwindigkeit ist im Nordosten kleiner und die Verschiebung richtet sich im wesentlichen an dem Verlauf der Fairweather-Queen Charlotte Transformstörung (vgl. Abb. 1.1) aus. Im Südwesten ist die Geschwindigkeit größer, und die Bewegungsrichtung wird von dem Verlauf des aktiven Kontinentalrandes diktiert. Für den Bereich des Untersuchungsgebietes ergibt sich daraus eine durchschnittliche Konvergenz von  $55 \pm 2$  km/Ma,  $-18 \pm 2^\circ$ . Die Variationen innerhalb des Gebietes liegen somit innerhalb der Fehlergrenzen und können deshalb vernachlässigt werden. Der Wert befindet sich in schöner Übereinstimmung mit den von Plafker et al. (1994) durchgeführten Berechnungen.





## 6. Fluidberechnungen

### 6.1 Methodik

Akkretionskeile zählen in struktureller und hydrologischer Hinsicht zu den aktivsten Bereichen der Erdkruste. Sie sind das Ergebnis vielfältiger Wechselwirkungen von tektonischen und fluid-dynamischen Prozessen. Undeformierte ozeanische Sedimente werden während der Akkretion gebrochen, gefaltet und kompaktiert und verlieren dabei einen großen Teil der Porenwässer. Der Aufbau des Akkretionskeils wird entscheidend von der Festigkeit des Materials und der Beschaffenheit des *basalen décollement* (niedrige oder hohe Reibung) geprägt, die beide abhängig von dem Porenhalt und dem hydrostatischen Druck sind. Im Gegenzug wird die Entwässerung der Sedimente durch Störungen und Brüche kanalisiert und gefördert. Sie übersteigt die Entwässerung durch intergranulare Permeabilität (diffuse Entwässerung) um drei bis vier Größenordnungen (Moore et al., 1990; Moore und Vrolijk, 1992).

Neben Konsolidation und tektonischer Belastung spielen für die Freisetzung von Fluiden thermisch induzierte Dehydratationsprozesse und die Genese von Hydrogenkarbonaten eine untergeordnete Rolle (Moore et al., 1991b).

Es gibt im wesentlichen zwei verschiedene Methoden zur Quantifizierung der ausgepressten Fluide (hauptsächlich  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$ ; vgl. Lammers und Suess, 1994): die direkte Messung vor Ort und die Bestimmung des Fluidverlustes aus der Reduktion des Porenraumes.

Die direkten Messungen werden an einzelnen Austrittsstellen, den sogenannten *vents* durchgeführt und ergeben einen zeitlich und räumlich eng definierten Ausschnitt des Entwässerungsgeschehens (einige Stunden Beobachtungszeit pro Austrittsstelle ( $\approx 1 \text{ m}^2$ )). Dabei werden verschiedene Parameter gemessen: Le Pichon et al. (1992) verwendet die Populationsdichte von Tiefseeorganismen (Muscheln, Würmer), Henry et al. (1989) und Davis et al. (1990) hochauflösende Temperaturmessungen und Suess et al. (1985, 1994) bestimmt die Entwässerungsraten über die chemische Analyse zeitlich aufeinanderfolgender Fluidproben.

Die Reduktion des Porenraumes ist über die Kopplung der Dichte  $\rho$  mit der seismischen Geschwindigkeit  $v_p$  ( $v_p = \sqrt{[k + 4/3\mu]/\rho}$ ) aus den Veränderungen von  $v_p$  entlang der Profile bestimmbar (vgl. z.B. Hamilton, 1978). Der Zusammenhang zwischen Porosität und seismischer Geschwindigkeit ist sehr stark lithologieabhängig und kann demzufolge nicht als allgemeingültige Beziehung dargestellt werden. Für die ozeanischen Sedimente ist von mehreren Autoren (Hamilton, 1978, Gardner et al., 1974, Nafe und Drake, 1957) eine im wesentlichen exponentielle Abhängigkeit der seismischen Geschwindigkeit von der Porosität gefunden worden. Darauf basierend sind von Bray und Karig (1985), Bangs et al. (1990), von Huene und Scholl (1991) und Hyndman und Davis (1992) mittlere Fluidverluste für Zeiträume von mehreren Millionen Jahren berechnet worden. Die

Ergebnisse unterscheiden sich von jenen der direkten Messungen um mehrere Größenordnungen, was teilweise auf die unterschiedlichen Randbedingungen zurückzuführen ist (kleinräumig/kurzzeitig vs. großräumig/langzeitig), aber auch auf die meist unbekannte Verteilungsdichte der Austrittsstellen. Dazu kommen registrierungs- bzw. arbeitstechnisch bedingte Ungenauigkeiten. Im Falle der seismischen Methode hängen diese hauptsächlich mit der Art der verwendeten Geschwindigkeiten zusammen. So sind dazu meistens aus Stapelgeschwindigkeiten abgeleitete Intervallgeschwindigkeiten (Dix, 1955) verwendet worden.

In der vorliegenden Arbeit ist es mit Hilfe der detaillierten Geschwindigkeitsmodelle (Intervallgeschwindigkeiten - MIGPACK) und einer aus lokalen Bohrlöchern abgeleiteten Porositäts-Geschwindigkeits-Beziehung (vgl. Abb. 6.1) gelungen, diese Methode zu optimieren. Die verbesserte seismische Auflösung der Strukturen, erzielt durch die Anwendung moderner Bearbeitungsmethoden (Tiefenmigration vor dem Stapeln/ Fokussierungsanalyse), gewährleistete darüber hinaus die Rekonstruktion des Akkretionskeils in Zeitabschnitten von wenigen hunderttausend Jahren (vgl. Kapitel 5.2). Die Einschränkung des Beobachtungszeitraumes ermöglicht genauere Fluidberechnungen und stellt somit eine weitere wesentliche Verbesserung des Verfahrens dar.

Die Porositäts-Geschwindigkeits-Beziehung (Abb. 6.1) ist im Rahmen des BMFT-Projektes SUBMASS zusammen mit meinen Kollegen M.-A. Gutscher und J. Kunert (vgl. J. Kunert, 1995) aus den in den Kapiteln 1.3 und 2.2 vorgestellten Bohrlochdaten extrahiert worden. Die auf verschiedenen hypsometrischen Niveaus niedergebrachten Bohrungen unterschiedlicher Endteufe ergeben eine für dieses Gebiet repräsentative Relation, die ihrem Verlauf nach sehr gut zu den oben genannten, allgemeinen Literaturwerten (vgl. Abb. 6.1) paßt, sich aber im einzelnen davon doch leicht unterscheidet: die Porositätswerte sind für gleiche Tiefen bis zu 10% niedriger. Die für den Literaturvergleich verwendeten Geschwindigkeiten entlang des Profils EDGE-302 entstammen der Bearbeitung von von Huene und Kläschen (GEOMAR, nicht publiziert).

Die relativ große Streuung der Werte im mittleren Bereich ist auf die Variationen in der Lithologie zurückzuführen, aber auch auf die teilweise spärlichen Geschwindigkeits- und Porositätslogs. Die Werte streuen um die eingezeichnete Kurve mit einer einfachen Standardabweichung von etwa 3 Porositätsprozent und liefern demnach für die folgenden Berechnungen einen relativen Fehler, der zwischen 10 und 30% schwankt. Der Kurvenverlauf ist durch ein starkes Abfallen der Porosität im oberen Bereich (um 50% zwischen 1600 und 2000 m/s) gekennzeichnet und durch ein asymptotisches Ausklingen gegen 10% für hohe Geschwindigkeiten. Es spiegelt sich darin die Reaktion der Sedimente auf Kompaktion (erhöhte Auflast) und tektonische Einwirkung wider: fluidgesättigte Sedimente verlieren einen großen Teil ihrer Porenwässer schon bei geringer Belastung, während für verfestigtere Schichten die Beanspruchung sehr hoch werden muß, um noch eine meßbare Verringerung des Porenraumes zu erzielen.

Der Fluidverlust bezüglich der undeformierten Sedimente entspricht dem Porositätsunterschied zwischen deformiertem und undeformiertem Sediment. In den folgenden Berechnungen ist die

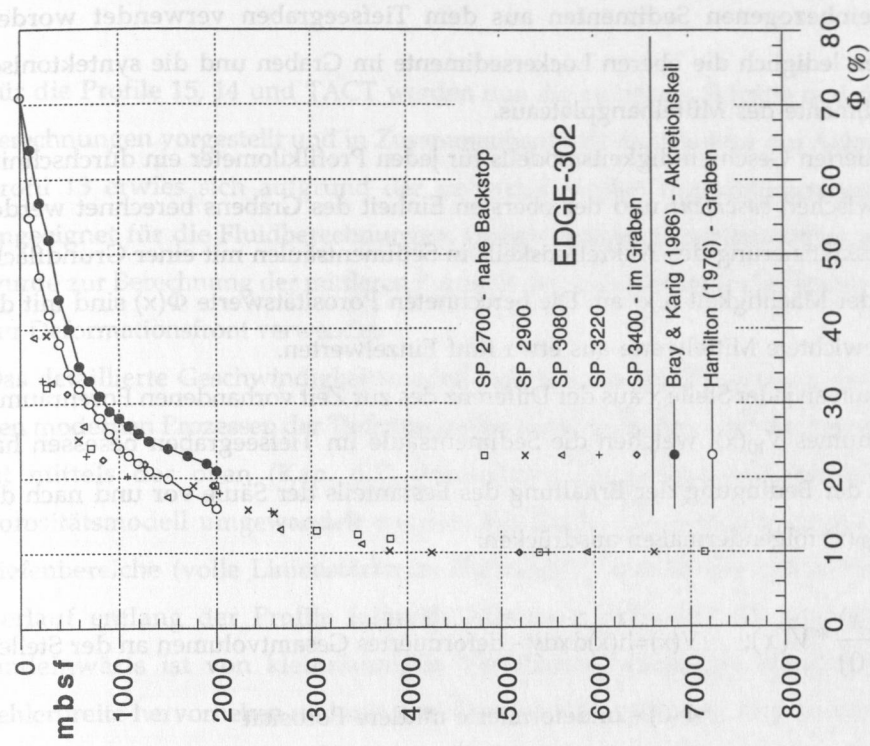
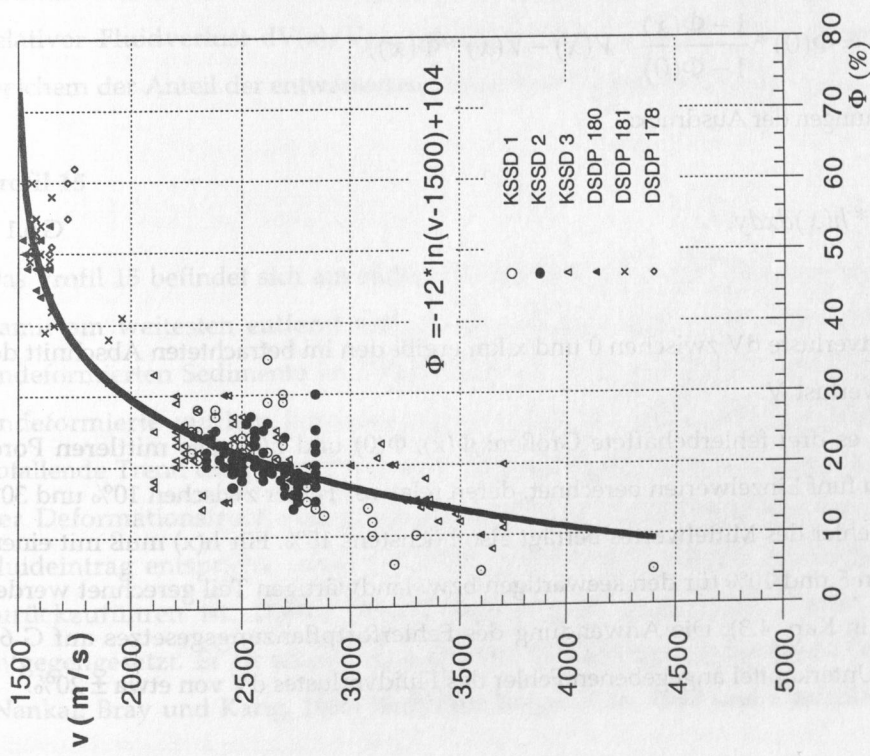


Abb. 6.1: Empirische Porositäts-Geschwindigkeits-Beziehung (links) und Vergleich von damit umgewandelten Porositäten entlang des Profils EDGE-302 mit Literaturwerten (rechts). Die Porositätswerte streuen (links) mit einer Standardabweichung von etwa 3 Porositätsprozent um die eingezeichnete Kurve. Die fünf Porositätsprofile auf EDGE-302 weisen den gleichen Verlauf auf, wie die angegebenen Literaturwerte, unterscheiden sich jedoch im flachen Bereich um etwa 10%. Diese Abweichung wird als regionale Signatur der  $\Phi/v$  - Beziehung gegenüber den globalen Literaturwerten gedeutet. Vergleiche auch Kunert (1995).



gesamte Sedimentmächtigkeit zwischen akustischem *basement* und der jüngsten, schon ins Akkretionsgeschehen einbezogenen Sedimenten aus dem Tiefseeegraben verwendet worden. Unberücksichtigt blieben lediglich die oberen Lockersedimente im Graben und die syntektonisch abgelagerten Beckensedimente des Mittelhangplateaus.

Da aufgrund des detaillierten Geschwindigkeitsmodells für jeden Profilkilometer ein durchschnittlicher Porositätswert zwischen *basement* und der obersten Einheit des Grabens berechnet werden konnte, bot sich eine Diskretisierung des Akkretionskeils in Sedimentsäulen mit einer Grundfläche von  $1 \text{ km}^2$  ( $dxdy$ ) und der Mächtigkeit  $h(x)$  an. Die berechneten Porositätswerte  $\Phi(x)$  sind mit der Sedimentmächtigkeit gewichtete Mittelwerte aus etwa fünf Einzelwerten.

Der Fluidverlust  $dV$  ist nun an jeder Stelle  $x$  aus der Differenz des zur Zeit vorhandenen Porenraumes  $V_f(x)$  und eines Porenraumes  $V_{f0}(x)$ , welchen die Sedimentsäule im Tiefseeegraben besessen hat, berechnet worden. Aus der Bedingung der Erhaltung des Festanteils der Säule vor und nach der Deformation läßt sich  $V_{f0}(x)$  folgendermaßen ausdrücken:

$$V_{f0}(x) = \Phi(0) * \frac{1 - \Phi(x)}{1 - \Phi(0)} * V(x); \quad V(x) = h(x)dxdy - \text{deformiertes Gesamtvolumen an der Stelle } x$$

$\Phi(0)$  - undeformierte mittlere Porosität  
 $\Phi(x)$  - deformierte mittlere Porosität

daraus folgt für den Fluidverlust  $dV(x)$  an der Stelle  $x$

$$dV(x) := V_{f0}(x) - V_f(x) = \Phi(0) * \frac{1 - \Phi(x)}{1 - \Phi(0)} * V(x) - V(x) * \Phi(x),$$

und nach einigen Umformungen der Ausdruck:

$$dV(x) = \left( \frac{1 - \Phi(x)}{1 - \Phi(0)} - 1 \right) * h(x)dxdy. \quad \text{G 6.1}$$

Die Summation der Fluidverluste  $dV$  zwischen 0 und  $x$  km ergibt den im betrachteten Abschnitt der Sektion erlittenen Fluidverlust  $V$ .

In Gleichung G 6.1 gibt es drei fehlerbehaftete Größen:  $\Phi(x)$ ,  $\Phi(0)$  und  $h(x)$ . Die mittleren Porositäten werden aus bis zu fünf Einzelwerten berechnet, deren relativer Fehler zwischen 10% und 30% schwankt. Der relative Fehler des Mittelwertes beträgt also höchstens 15%. Für  $h(x)$  muß mit einem relativen Fehler zwischen 5 und 10% für den seewärtigen bzw. landwärtigen Teil gerechnet werden (vgl. Fehlerbetrachtung in Kap. 4.3). Die Anwendung des Fehlerfortpflanzungsgesetzes auf G 6.1 ergibt die im folgenden Unterkapitel angegebenen Fehler des Fluidverlustes  $dV$  von etwa  $\pm 20\%$ .

## 6.2 Ergebnisse

Für die Profile 15, 14 und TACT werden nun die einzelnen Schritte und die Ergebnisse der Fluidberechnungen vorgestellt und in Zusammenhang mit der Struktur des Akkretionskeils gebracht. Das Profil 13 erwies sich aufgrund der unbefriedigenden Bearbeitungsergebnisse (vgl. Kap. 5) als ungeeignet für die Fluidberechnungen. Der seismisch unproblematische, sehr lange Tiefseeegraben wurde zur Berechnung der mittleren Porosität der undeformierten Sedimente und der Kompaktion bis zur Deformationsfront verwendet.

Das detaillierte Geschwindigkeitsmodell, welches aus der Bearbeitung der seismischen Profile mit den modernen Prozessen der Tiefenmigration vor dem Stapeln und der Fokussierungsanalyse stammt, ist mittels der oben (Kap. 6.1) abgeleiteten Porositäts-Geschwindigkeits-Beziehung in ein Porositätsmodell umgewandelt worden. Für die in den Abbildungen 6.2 bis 6.4 eingezeichneten Tiefenbereiche (volle Linienstärke im *linedrawing*) wurden mittlere Porositäten berechnet, deren Verlauf entlang der Profile folgende Merkmale aufweist: der generelle Abfall der Porosität landeinwärts ist von kleinräumigen Variationen überprägt, die sich aus der Unschärfe der Fehlerbreite hervorheben und mit dem Überschiebungsbau des Akkretionskeils gut korrelieren. Der Fluidverlust  $dV(x)$  (in  $\text{km}^3$ ) ist anschließend nach Gleichung G 6.1 für jeden Profilkilometer berechnet worden und verläuft spiegelsymmetrisch zu den Porositäten. Die Entwässerung setzt vor der Deformationsfront ein und strebt in den nächsten 30 bis 40 km einem Sättigungswert zu, der landeinwärts anhält und den Stillstand des Prozesses anzeigt. Außerdem ist in den Abbildungen ein relativer Fluidverlust  $dV(x)/V_{f0}(x)$  dargestellt (in % des undeformierten Porenraumes), anhand welchem der Anteil der entwässerten Fluide direkt abgelesen werden kann.

### Profil 15

Das Profil 15 befindet sich am südwestlichen Ende des Untersuchungsgebietes (vgl. Abb. 1.1) und damit am weitesten entfernt von der Kontinentalmasse. Entsprechend ist die Mächtigkeit der undeformierten Sedimente im Tiefseeegraben am geringsten ( $1,8 \pm 0,2$  km). Sie weisen die höchste undeformierte mittlere Porosität von  $23 \pm 2\%$  auf (Fehlerangaben siehe Kap. 6.1). Der leicht abfallende Trend der Porositätswerte entlang der ersten Kilometer (Abb. 6.2) wird unmittelbar nach der Deformationsfront von einem kleinen Anstieg unterbrochen, der vermutlich nicht einem Fluideintrag entspricht, sondern auf die durch Heraushebung gestörten imbrikierten Schuppen zurückzuführen ist. Dieser Prozeß verläuft dem allgemeinen Trend und den Erwartungen entgegengesetzt. Er ist schon von mehreren Autoren in verschiedenen Gebieten bemerkt worden (Nankai: Bray und Karig, 1985; Barbados: Bangs et al., 1990 und Cascadia: Lewis et al., 1990) und

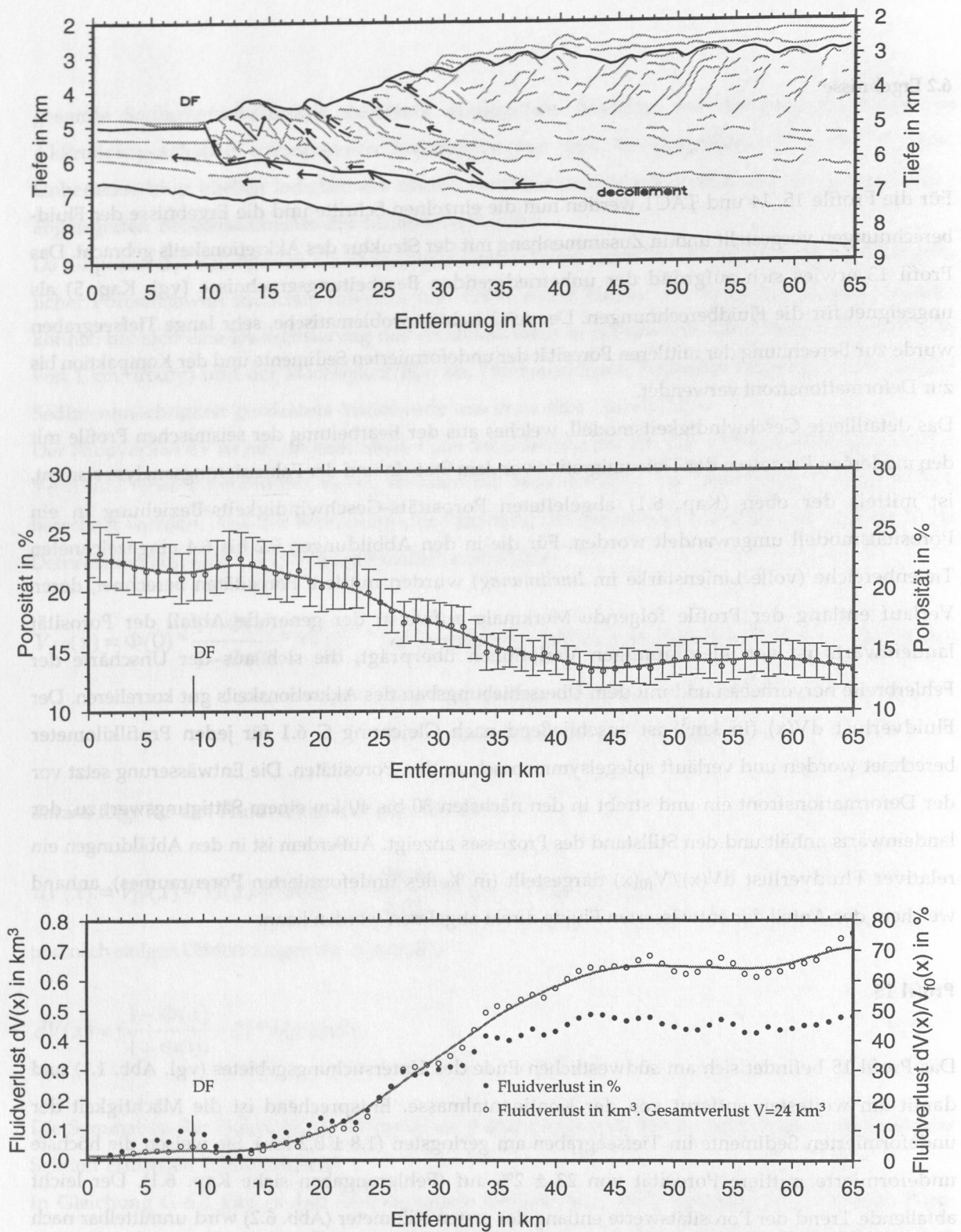


Abb. 6.2: ALASKA Profil 15 - Fluidberechnungen

oben: linedrawing. Der für die Berechnung verwendete Bereich ist mit voller Linienstärke eingezeichnet. Mögliche Migrationswege sind mit Pfeilen angedeutet. DF=Deformationsfront.

Mitte: mittlere Porositäten.

unten: Fluidverlust bezogen auf die undeformierten Sedimente mit einer mittleren Porosität von 22,9% (in  $\text{km}^3$ ) und anteilmäßiger Fluidverlust (in %).



von MacKay et al. (in prep.) anhand von Intervallgeschwindigkeiten für den Akkretionskeil vor Oregon eingehend untersucht worden.

Im weiteren Verlauf der Kurve ist bei Kilometer 20 noch einmal ein kleines Plateau in der Porositätskurve zu beobachten, das wohl mit dem Herausheben der Sedimente an der ersten großen Überschiebung zusammenhängt. Danach klingt der Abstieg allmählich aus und pendelt sich ab Kilometer 40 auf den konstanten Wert von  $14 \pm 2\%$  ein.

Aus der Abbildung des relativen Fluidverlustes ist ersichtlich, daß dieser Verringerung des Porenraumes um etwa 10% eine Entwässerung der Sedimente um etwa 50% entspricht. Der Kurvenverlauf legt auch hier den Zusammenhang mit der Struktur nahe: die zaghafte Entwässerung (10%) vor der Deformationsfront wird unmittelbar danach von dem Porositätsanstieg im Hangenden überdeckt (sie fällt scheinbar auf Null zurück) und tritt anschließend erst in einem steilen Anstieg bis zum Sättigungswert deutlich hervor. Die Summation der Fluidverluste über alle Sedimentsäulen ergab einen Gesamtverlust  $V$  von  $24 \pm 5 \text{ km}^3$ . Die möglichen Migrationswege der Porenwässer sind nach Moore et al. (1991b) im *linedrawing* mit Pfeilen eingezeichnet. Für die Entwässerung vor der Deformationsfront ist nur ein Ausweichen entlang permeabler Schichten denkbar. Diffuse Entwässerung findet wahrscheinlich nur in den oberflächennahen Lockersedimenten statt, die in den Fluidberechnungen allerdings nicht berücksichtigt wurden, da sie in die Akkretion nicht einbezogen werden. Im landwärtigen Teil findet Entwässerung wahrscheinlich überwiegend an den eingezeichneten Störungen statt.

Aufgrund des seismisch sehr gut aufgelösten Tiefseegrabens und des detaillierten Geschwindigkeitsmodells ist es gelungen, den Fluidverlust in den unteren Grabensedimenten zu bestimmen und damit eine genaue Angabe der Kompaktion dieses Paketes bis zur Deformationsfront zu erhalten. Diese Einheit ist im Gegensatz zu den oberen Schichten durch annähernd konstante Sedimentation charakterisiert. Die Kompaktion wirkt der Verdickung der Sedimente durch *ductile strain* (vgl. Kap. 5.1) entgegen und muß für die Bestimmung des tektonischen Kürzungsbetrages der Sedimente berücksichtigt werden.

In Abbildung 6.3 ist ein Ausschnitt des Tiefseegrabens und die berechneten Porositäten für den untere Grabenfüllung sichtbar. Die Porositäten fallen von  $28 \pm 3\%$  auf  $22 \pm 2\%$  innerhalb von 10 Kilometern. Das entspricht nach G. 6.1 einem Fluidverlust von etwa  $0.30 \pm 0.05 \text{ km}^3$ . Dieses Volumen muß bei der Bestimmung des Akkretionsalters zu dem Betrag der tektonischen Kürzung addiert werden. Die Kompaktion des undeformierten Volumens konnte daraus zu etwa 10% bestimmt werden.

Diese Berechnungen wurden auch auf den Profilen 14 und 13 durchgeführt und ergaben übereinstimmende Werte. Der Tiefseegraben von TACT eignet sich aufgrund seiner Kürze und der hier schon deutlich sichtbaren Verwerfungen für diese Bestimmungen nicht.

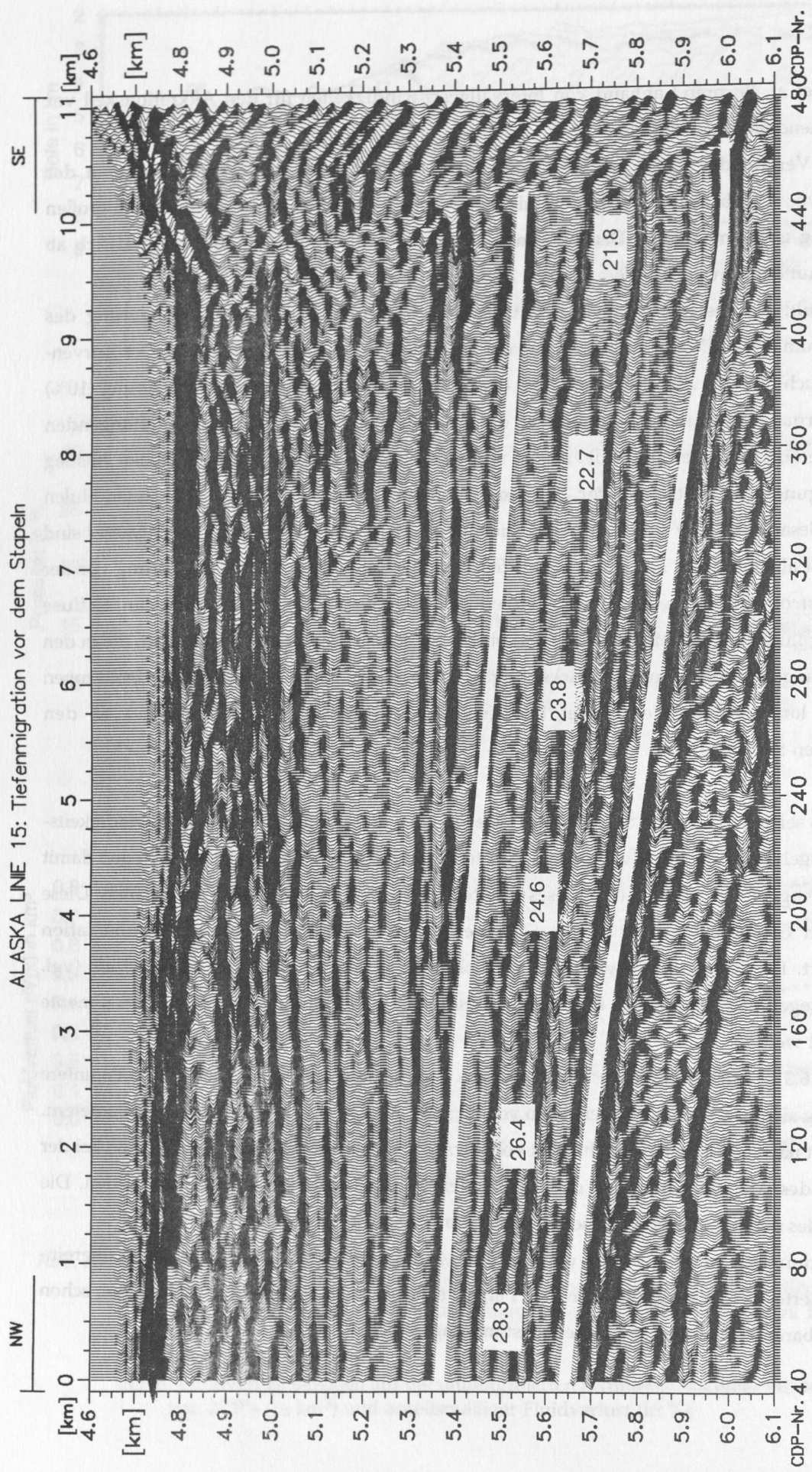


Abb. 6.3: ALASKA Profil 15.

Berechnung der Kompaktion der unteren Sedimente des Tiefseegrabens (zwischen den weißen Streifen). Die aufgetragenen Werte sind Porositäten (%). Die Verdickung des Schichtpakets ist auf *ductile strain* zurückzuführen und ist um den Betrag der ausgepreßten Fluide (Kompaktion) zu klein. Die Fluidberechnungen ergaben ein Volumen von  $0,30 \pm 0,05 \text{ km}^3$ . Das entspricht einer Kompaktion des undeformierten Volumens um etwa 10%.



## Profil 14

Die geographische Nähe zu Profil 15 zeigt sich in der analogen Entwässerungsgeschichte entlang dieses Profils (Abb. 6.4). Die undeformierten Sedimente erreichen hier eine mittlere Mächtigkeit von etwa  $2,2 \pm 0,2$  km und eine mittlere Porosität von  $20 \pm 2\%$  und erfahren während der Akkretion eine Porositätserniedrigung auf  $12 \pm 2\%$ . Der Porositätsverlauf entlang des Profils weist die gleichen Charakteristika auf wie Profil 15. Der gesamte Fluidverlust  $V$  beträgt  $22 \pm 4$  km<sup>3</sup> und stimmt somit innerhalb des Fehlers mit jenem auf Profil 15 überein. Bedingt durch den etwas steileren Anstieg des Hanges zwischen Deformationsfront und Mittelhangplateau erreicht die Kurve des relativen Fluidverlustes  $dV(x)/V_{f0}(x)$  den Sättigungswert 50% schon nach 20 km landeinwärts von der Deformationsfront (30 km auf Profil 15). Die Struktur des Akkretionskeils legt auch hier analoge Migrationswege nahe, die im *linedrawing* (Abb. 6.3) mit Pfeilen angedeutet sind.

## Profil TACT

Die Lage dieses Profils am nordöstlichen Rand des Untersuchungsgebietes bedingt eine grundsätzlich verschiedene Struktur des Akkretionskeils verglichen mit den Profilen 15 und 14 (vgl. Kap. 5) und eine große Veränderung im Entwässerungsverhalten.

Der Tiefseegraben enthält Sedimente, die seismisch deutlich sichtbare Verformungen und Störungen aufweisen und deren Mächtigkeit von 3 auf 3,5 km anwächst. Die sehr niedrige mittlere Porosität von  $15 \pm 2\%$  (gegenüber 20% und 19% auf den Nachbarprofilen 14 bzw. 13) hängt einerseits mit dieser Mächtigkeitszunahme zusammen, deutet aber andererseits darauf hin, daß ein großer Teil der Porenwässer schon vor dem hier sichtbaren Bereich des Tiefseegrabens ausgepreßt wurden. Das ist zum Teil auf die gestiegene Auflast (Kompaktion) zurückzuführen aber sicherlich auch auf die weiter seewärts anzunehmenden *protothrusts*.

Der Verlauf der Kurve der mittleren Porosität ist entsprechend flach. Der leicht wellige Charakter ist mit dem Überschiebungsbau gut korrelierbar: die Berge in der Porositätskurve entsprechen der Heraushebung der Überschiebungspakete (vgl. Ausführungen für Profil 15). Die Täler entsprechen der Entwässerung an den Überschiebungsbahnen. Die Reduktion des Porenraumes entlang des Profils um etwa 3% ergibt einen Gesamtverlust  $V$  von nur  $5 \pm 1$  km<sup>3</sup>. Setzt man für die undeformierten Sedimente eine mittlere Porosität von 19% voraus (wie auf der Nachbarlinie 13 berechnet), ergibt sich ein Wert von  $19 \pm 4$  km<sup>3</sup>, der mit dem Gesamtverlust der Profile 15 und 14 innerhalb des Fehlers übereinstimmt. Die Kurve des Fluidverlustes  $dV(x)$  erreicht auf der Länge des Profils keinen Sättigungswert. Ihr Verlauf steigt entsprechend dem regelmäßigen Überschiebungsbau fast stetig.



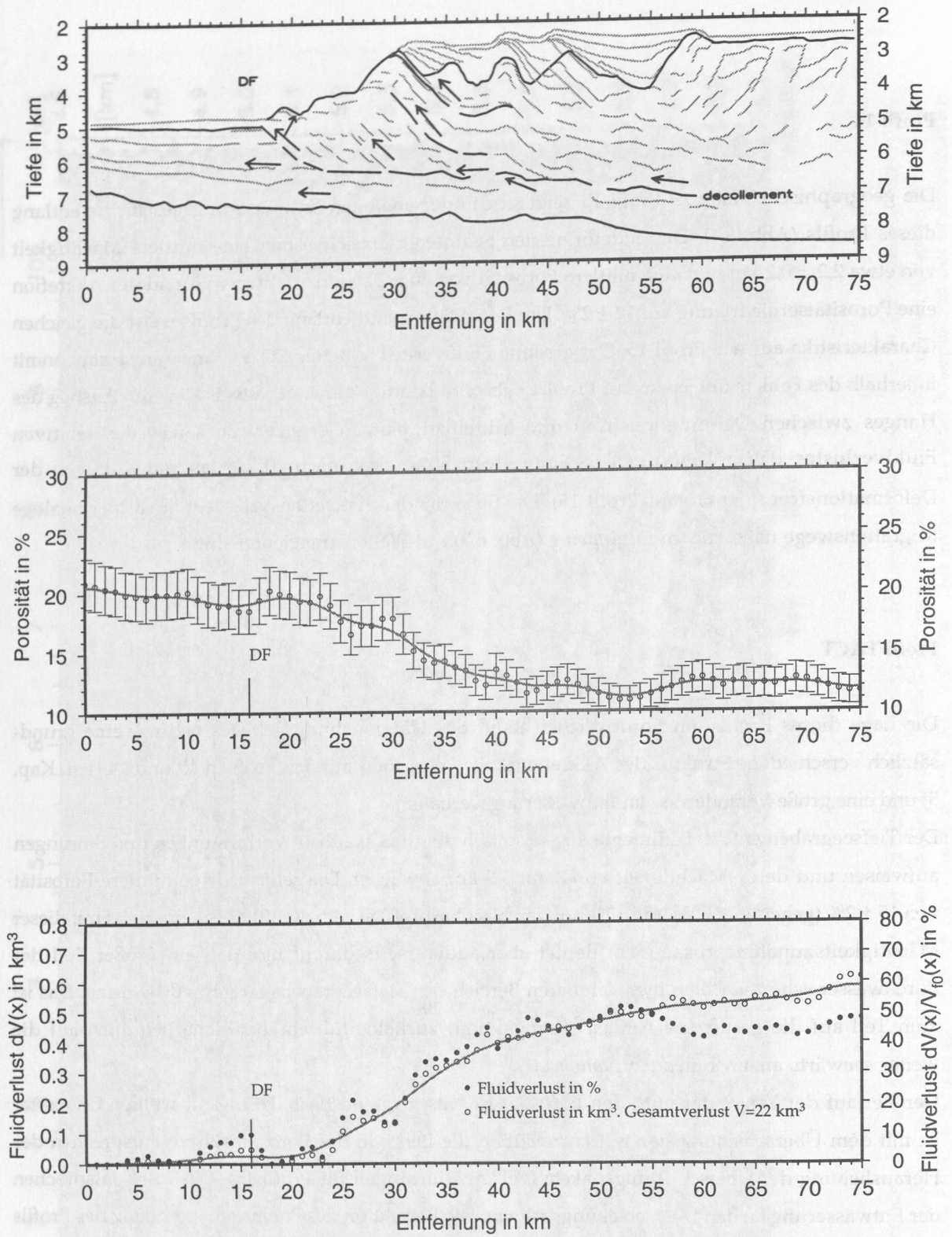


Abb. 6.4: ALASKA Profil 14 - Fluidberechnungen

oben: *linedrawing*. Der für die Berechnung verwendete Bereich ist mit voller Linienstärke eingezeichnet. Mögliche Migrationswege sind mit Pfeilen angedeutet. DF=Deformationsfront.

Mitte: mittlere Porositäten.

unten: Fluidverlust bezogen auf die undeformierten Sedimente mit einer mittleren Porosität von 20,1% (in  $\text{km}^3$ ) und anteilmäßiger Fluidverlust (in %).

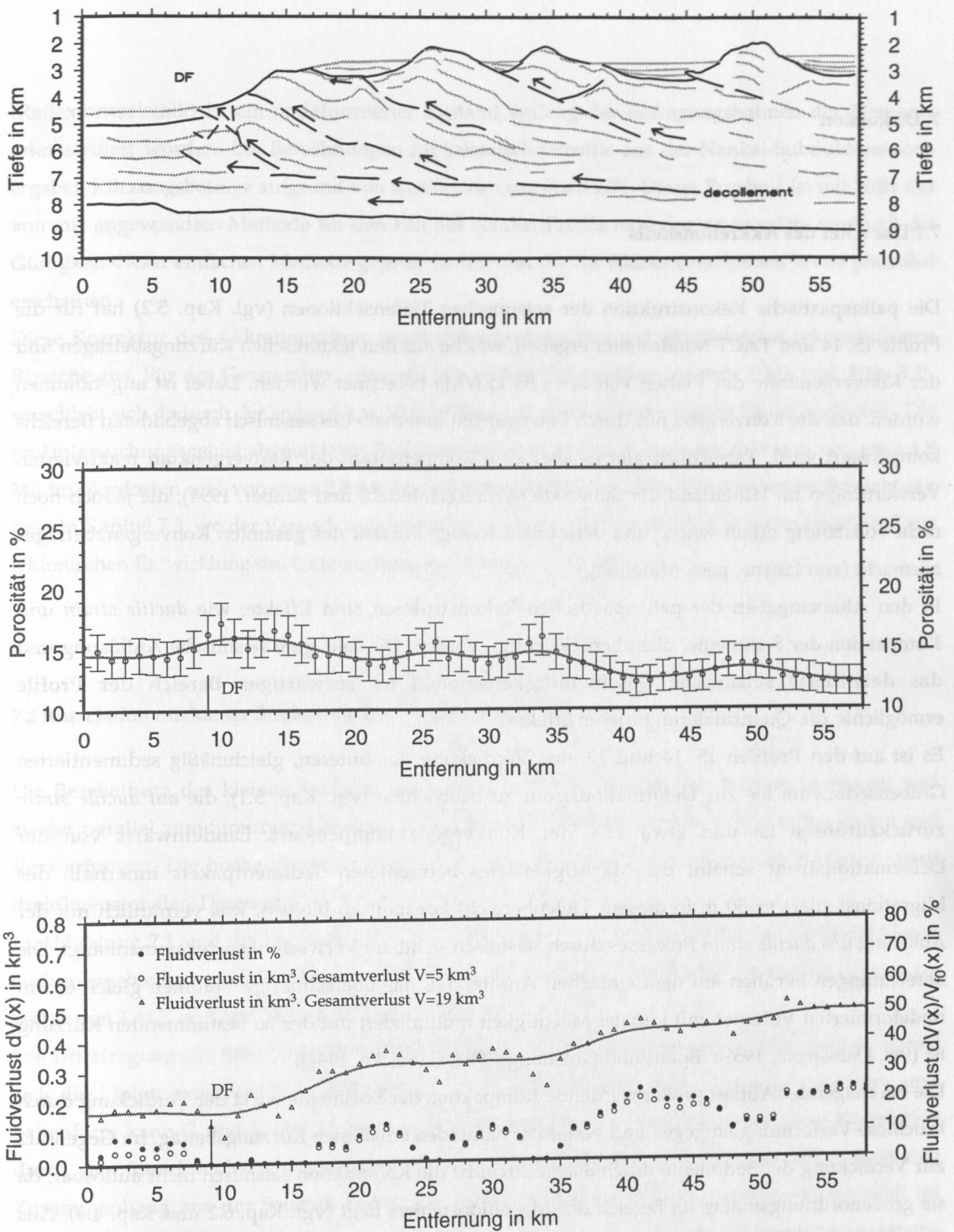


Abb. 6.5: ALASKA Profil TACT - Fluidberechnungen

oben: *linedrawing*. Der für die Berechnung verwendete Bereich ist mit voller Linienstärke eingezeichnet. Mögliche Migrationswege sind mit Pfeilen angedeutet. DF=Deformationsfront.

Mitte: mittlere Porositäten.

unten: Fluidverlust bezogen auf die undeformierten Sedimente mit einer mittleren Porosität von 15,3 bzw. 19,0% (in  $\text{km}^3$ ) und anteilmäßiger Fluidverlust (in %).

## 7. Diskussion

### 7.1 Das Alter des Akkretionskeils

Die palinspastische Rekonstruktion der seismischen Tiefensektionen (vgl. Kap. 5.2) hat für die Profile 15, 14 und TACT Mindestalter ergeben, welche aus den tektonischen Kürzungsbeträgen und der Konvergenzrate der Platten von etwa 55 km/Ma berechnet wurden. Dabei ist angenommen worden, daß die Konvergenz nur durch Bewegungen innerhalb des seismisch abgebildeten Bereichs kompensiert wird. Tatsächlich gibt es aber eine Kompensation der Konvergenz an reaktivierten Verwerfungen im Hinterland der Subduktionszone (Hohldahl und Sauber, 1994), die jedoch noch nicht vollständig erfaßt wurde und vermutlich wenige Prozent des gesamten Konvergenzbetrages ausmacht (von Huene, pers. Mitteilung).

In den Altersangaben der palinspastischen Rekonstruktion sind Effekte, wie *ductile strain* und Kompaktion der Sedimente, nicht berücksichtigt worden. Die sehr gute seismische Auflösung und das detaillierte seismische Geschwindigkeitsmodell im seewärtigen Bereich der Profile ermöglichte die Quantifizierung dieser Effekte.

Es ist auf den Profilen 15, 14 und 13 eine Verdickung der unteren, gleichmäßig sedimentierten Grabensedimente bis zur Deformationsfront zu beobachten (vgl. Kap. 5.1), die auf *ductile strain* zurückzuführen ist und etwa 15% der Konvergenz kompensiert. Landeinwärts von der Deformationsfront scheint die Mächtigkeit des betrachteten Sedimentpakets innerhalb des Migrationsfehlers ( $\pm 50$  m in diesem Tiefenbereich) konstant zu bleiben, was vermutlich mit der Ablösung des *ductile strain* Prozesses durch seismisch sichtbare Verwerfungen zusammenhängt. Die Berechnungen beruhen auf dem einfachen Ansatz, daß das überschüssige Volumen gleich einem undeformierten Volumen mit initialer Mächtigkeit multipliziert mit der zu bestimmenden Kürzung ist (vgl. Dahlstrom, 1969a, Epard und Groshong, 1993, Gaedicke, 1994).

Die bei steigender Auflast größer werdende Kompaktion der Sedimente wirkt der Verdickung durch bruchlose Verformung entgegen und verfälscht damit den erhaltenen Kürzungsbetrag. Im Gegensatz zur Verdickung der Sedimente durch *ductile strain* ist die Kompaktion seismisch nicht auflösbar, da sie größenordnungsmäßig im Bereich des Migrationsfehlers liegt (vgl. Kap. 6.2 und Kap. 4.4). Aus dem Anstieg der seismischen Geschwindigkeiten bis zur Deformationsfront konnte eine Reduktion des Porenraumes um etwa  $0,3 \text{ km}^3$  berechnet werden. Damit steigt der auf *ductile strain* zurückzuführende Kürzungsbetrag auf 20%. Die in Kapitel 5.2 angegebenen Akkretionsstadien sind also um diesen Betrag zu klein.

Die tektonische Kürzung durch *ductile strain* ist in neuerer Zeit von Morgan und Karig (1994) mittels Finiter-Elemente Methoden und einem kinematischen Ansatz der Betrachtung des Akkretionsgeschehens berechnet worden. Anhand von aktuellen Mächtigkeits- und Volumenverhältnissen



(Reflexionsseismik) ist ein undeformierter Zustand entlang der Bewegungsbahnen der Elemente rekonstruiert worden. Die Berechnungen für seismische Profile aus der Nankai-Subduktionszone ergaben Kürzungsbeträge aufgrund von *ductile strain* um etwa 22%. Dieses Ergebnis ist mit Hilfe der von mir angewandten Methode für den Fall des Nankai-Profiles reproduziert worden, wodurch die Gültigkeit dieser einfachen Methode geprüft wurde und die für Alaska berechneten Werte plausibel erscheinen.

Diese Korrektur des Akkretionsalters wirkt sich allerdings nur auf die lückenlos rekonstruierten Bereiche aus. Für das Gesamtalter, versehen mit großen Fragezeichen ab etwa 1 Ma (vgl. Kap. 5.2), verschiebt sich dadurch der angegebene Minimalwert um einen unbedeutenden Betrag nach oben. Die im Untersuchungsgebiet abgebildeten Sedimente wurden demnach in einem Zeitraum von etwa 1,8 Ma im Nordosten und von etwa 2,8 Ma im Südwesten akkretiert. Eine differenziertere Betrachtung folgt in Kapitel 7.3, wo der Versuch unternommen wird, aus allen vorhandenen Daten ein Modell zur tektonischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes zu erarbeiten.

## 7.2 Korrelation markanter Strukturen und Verwerfungen

Die Bearbeitung des kleinen Profilnetzes, gebildet aus fünf seismischen Profilen senkrecht und zweier parallel zum Streichen, bietet die Möglichkeit der lateralen Korrelation von Strukturen und Verwerfungen. Die hochauflösende Bathymetrie ergänzt die seismischen Profile zu einem quasi dreidimensionalen Datensatz.

In Abbildung 7.1 sind die Ergebnisse der Tiefenmigration und die bathymetrische Karte des Untersuchungsgebietes zu sehen. Die Korrelation der Höhenrücken A-E (siehe *linedrawings*) kann am besten von TACT zu Profil 15 nachvollzogen werden.

Die Übertragung der Strukturen auf die Nachbarlinie 12 bereitet keinerlei Schwierigkeiten, zumal sich die Linien zwischen D und E kreuzen. Aufgrund der ähnlichen seismischen Signatur und Faltenform kann C und D auf Profil 13 erkannt werden. In der Bathymetrie ist diese Korrelation durch das Einschneiden eines Cañons stark beeinträchtigt, läßt sich aber, nachdem man den Zusammenhang aus der Seismik kennt, gut nachvollziehen. Das Untersuchungsgebiet zeigt im Bereich des Profils 13 eine großräumige Aufwölbung, die zusammen mit der landeinwärts versetzten Deformationsfront und der schlechten seismischen Auflösung des Profils auf ein außergewöhnliches Ereignis hindeutet. Es handelt sich vermutlich um ein großräumiges, besonders gut ausgeprägtes, sogenanntes *basement-high*. Morphologisch ähnelt diese Form der Aufwölbung sehr stark den Stellen, an welchen größere Unebenheiten der ozeanischen Platte in die Subduktion einbezogen werden, wie z.B. *seamount*-Stümpfe vor Japan und Mittelamerika. Etwas weiter südwestlich des Untersuchungsgebietes wird vermutlich ein solcher *seamount* subduziert (Flüh und von Huene, 1994)

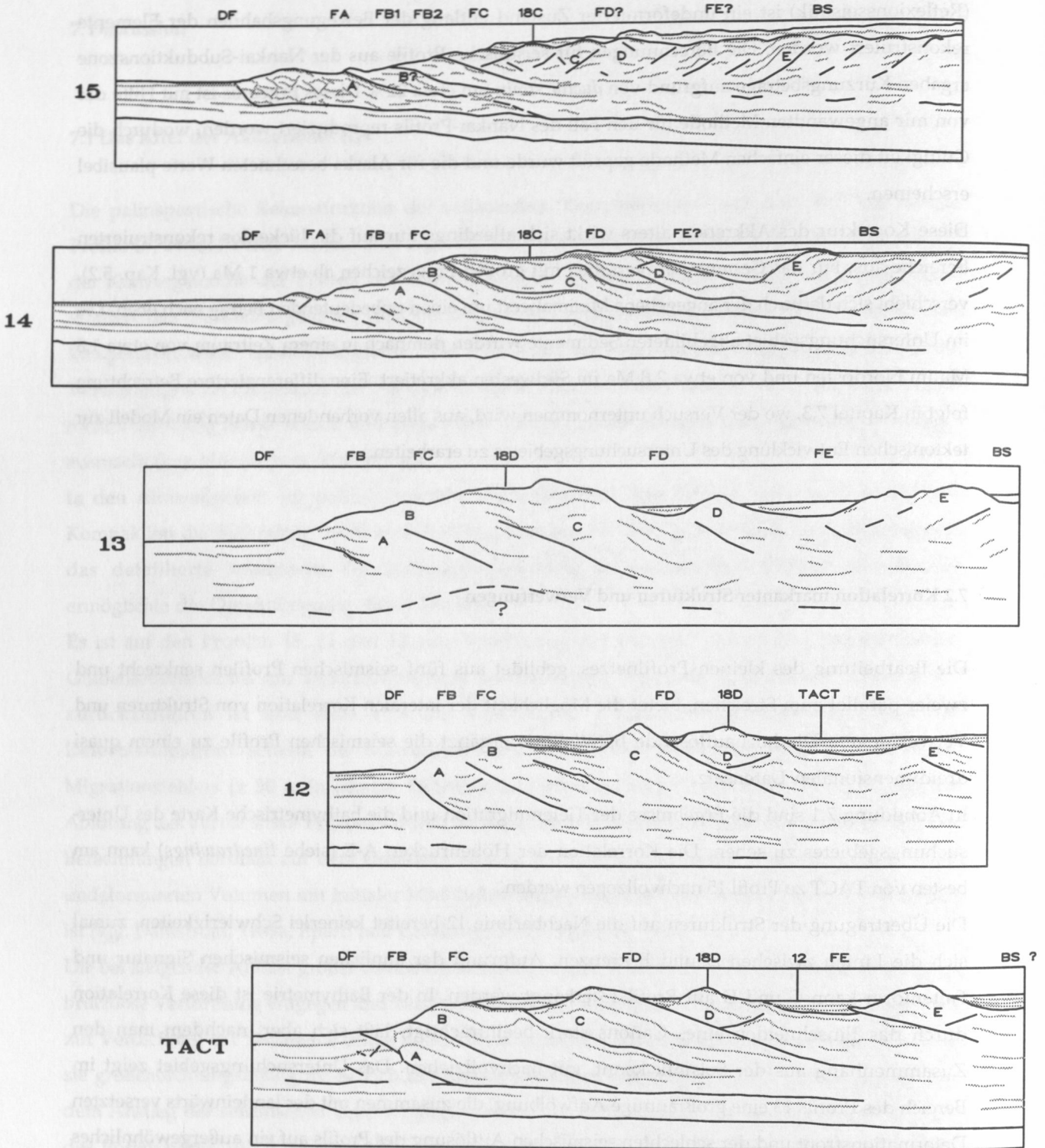
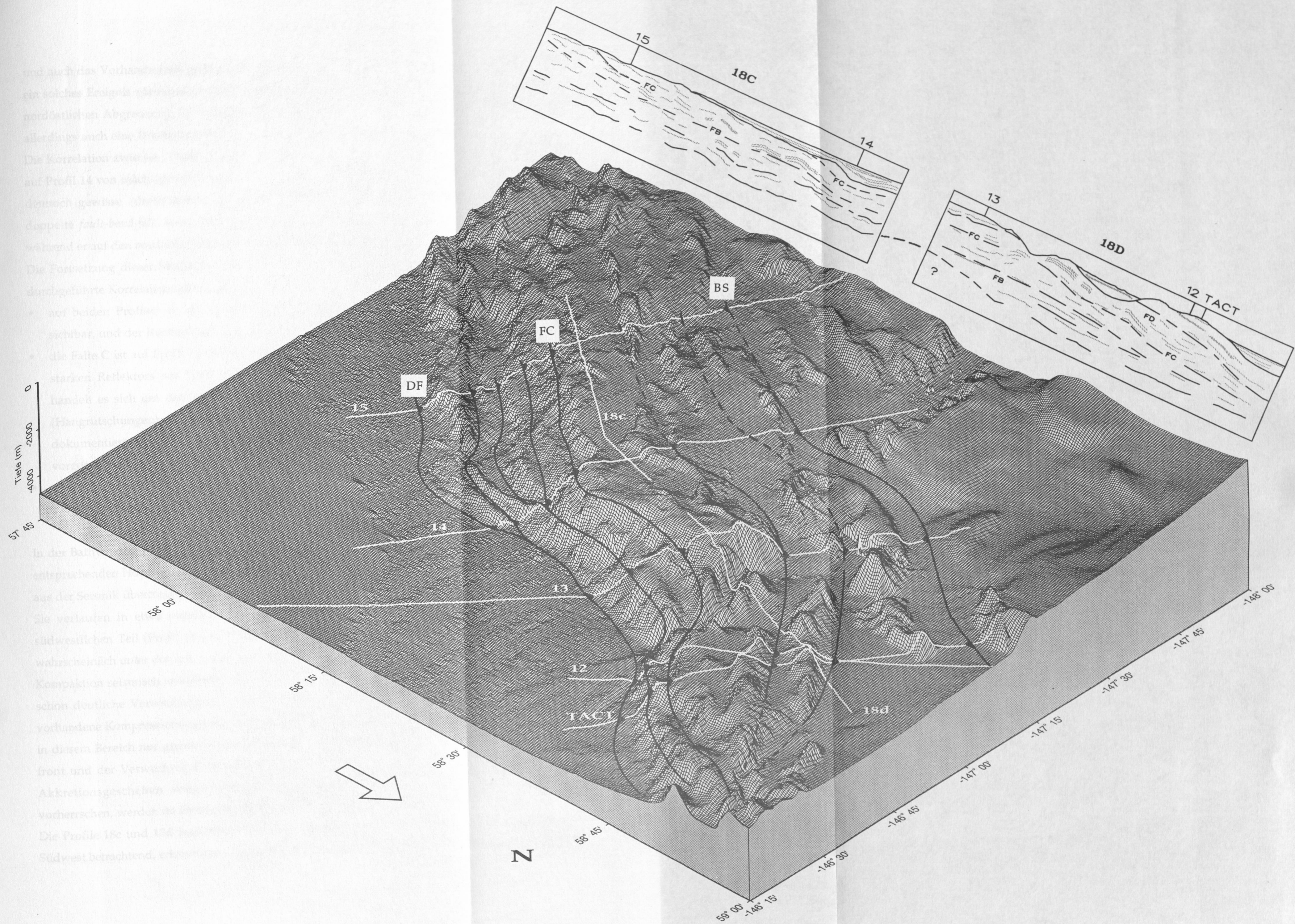


Abb. 7.1: Golf von Alaska

Korrelation markanter Strukturen (A-E) und Verwerfungen (FA-FE) mittels Seismik und Bathymetrie; DF=Deformationsfront, BS=backstop.







und auch das Vorhandensein ganzer *seamount*-Provinzen in der Tiefsee-Ebene weiter südlich lassen ein solches Ereignis plausibel erscheinen. Damit ließe sich auch die Entstehung des Cañons an der nordöstlichen Abgrenzung des *basement-high* (Schwächestelle, Transformstörung?) erklären. Es ist allerdings auch eine Unebenheit des Surveyor Tiefseefächers nicht auszuschließen.

Die Korrelation zwischen Profil 13 und 14 wird durch den Umstand erschwert, daß die Strukturen auf Profil 14 von mächtigen Hangsedimenten verdeckt sind. Die seismischen Sektionen lassen aber dennoch gewisse Ähnlichkeiten erkennen: der Höhenrücken C ist auf Profil 14 als markante, doppelte *fault-bend-fold* unter den syntektonisch abgelagerten Sedimenten vollständig erhalten, während er auf den nordöstlichen Profilen schon der Erosion ausgesetzt ist.

Die Fortsetzung dieser Strukturen von Profil 14 zu 15 ist noch schwieriger zu verfolgen. Für die durchgeführte Korrelation gibt es folgende Anhaltspunkte:

- auf beiden Profilen ist die veränderte Vergenz der Verwerfungen im *backstop*-Bereich gut sichtbar, und der Rücken E ist aufgrund der Ähnlichkeit der gefalteten Sedimente korrelierbar.
- die Falte C ist auf Profil 14 als Doppelfalte ausgebildet. Der seewärtige Teil kann anhand eines starken Reflektors auf Profil 15 identifiziert werden (Abb. 7.1 unterhalb  $F_C$ ). Vermutlich handelt es sich um den teilweise schon erodierten Schenkel dieser Falte. Die starke Erosion (Hangrutschungen) ist auf der bathymetrischen Karte zwischen Profil 14 und 15 eindrucksvoll dokumentiert. Die Falte ist von Aufschiebungen überprägt, welche sich an die vom *backstop* vorgegebene Vergenz angepaßt haben.
- die imbrierte Schuppenzone ist ein anderes gemeinsames Element dieser Profile. Sie ist auf Profil 15 besser ausgebildet und kann anhand der Bathymetrie mit Profil 14 korreliert werden.

In der Bathymetrie (Abb. 7.1 rechts) sind die Hauptverwerfungen  $F_A$ - $F_E$  eingezeichnet, die zu den entsprechenden Höhenrücken A - E gehören. Die Verwerfungen sind zuerst auf die einzelnen Profile aus der Seismik übertragen und anschließend entsprechend der Morphologie weitergeführt worden. Sie verlaufen in etwa parallel zur Deformationsfront. Die Verwerfungen  $F_E$  und  $F_D$  sind im südwestlichen Teil (Profil 14 und 15) nicht eindeutig lokalisierbar: im Falle von Profil 14 liegt  $F_E$  wahrscheinlich unter den sehr mächtigen Beckensedimenten (bis zu 1,8 km) und ist vermutlich durch Kompaktion seismisch unkenntlich geworden. Im Falle des Profils 15 haben sich in diesem Bereich schon deutliche Verwerfungen mit landwärtiger Vergenz gebildet, so daß ehemalige, eventuell vorhandene Kompressionsverwerfungen auch nicht mehr zu erkennen sind. Deshalb ist der Verlauf in diesem Bereich nur gestrichelt eingezeichnet. Auffällig ist auch die Gabelung der Deformationsfront und der Verwerfung B im südwestlichen Bereich. Darin spiegelt sich das unterschiedliche Akkretionsgeschehen wider: während im Südwesten kleinere Pakete und Schuppenbau vorherrschen, werden im Nordosten längere und mächtigere Pakete akkretiert.

Die Profile 18c und 18d zeigen den weiteren Tiefenverlauf der Verwerfungen. Von Nordost nach Südwest betrachtend, erkennt man die zu dem Höhenrücken D gehörende Verwerfung  $F_D$ , welche die

Ebene des Profils im Becken zwischen D und C verläßt. Darunter verläuft die Verwerfung  $F_C$  in etwa parallel zu  $F_D$  und noch tiefer  $F_B$ , die wahrscheinlich kurz vor den Profilen 12 und TACT ins *décollement* mündet.  $F_C$  und  $F_B$  sind auch im südwestlichen Teil aus den Tiefensektionen der Profile 14 und 15 eingezeichnet und lateral verlängert worden. Der leicht gewölbte Verlauf von  $F_B$  und  $F_C$  bekräftigt noch mal die Hypothese eines *basement-high* im Bereich des Profils 13.

### 7.3 Ein Modell zur Entstehung des untersuchten Akkretionskeils

Die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse der seismischen Bearbeitung der Profile haben vorangegangene Korellationen ermöglicht. Die palinspastische Rekonstruktion der Profile (vgl. Kap. 5.2) liefert Mindestakkretionsalter, weist jedoch nicht genauer quantifizierbare Lücken auf. Mit der plattentektonischen Rekonstruktion des Wanderweges des Yakutat-Blocks (vgl. Kap. 5.3) anhand einer gegenwärtig meßbaren magnetischen Anomalie ist nun ein Mittel erarbeitet worden, diese Lücken zu schließen, beziehungsweise zu interpretieren.

Die plattentektonische Rekonstruktion ist in die hochauflösende Bathymetrie des Untersuchungsgebietes eingetragen worden (Abb. 7.2). Die Altersangaben sind berechnete Mittelwerte (vgl. Kap. 5.3) und mit einem Fehler behaftet, der zwischen 0,2 Ma (im NO) und 0,4 Ma (im SW) schwankt. Es sind darauf die Paläo-Lagen der magnetischen Anomalie zu erkennen. Der Südrand des Yakutat-Blocks erreicht demnach die geographische Lage des *backstop* auf den Profilen (vgl. mit Abb. 7.1) zwischen etwa 3 und 1,5 Ma. Diese Zeiten stimmen innerhalb des angegebenen Fehlers mit den minimalen, *ductile-strain*-korrigierten Altern der palinspastischen Rekonstruktion überein (vgl. Kap. 7.1). Das würde bedeuten, daß der ganze Bereich seewärtig von dem *backstop* (Abb. 7.1) nach dem Durchzug des Yakutat-Blocks akkretiert wurde. Dem widersprechen nun die offensichtlichen Datierungslücken, welche die palinspastische Rekonstruktion aufweist. Es muß also angenommen werden, daß der Yakutat-Block an einer der Verwerfungen vor dem *backstop* ( $F_A$ - $F_E$ , Abb. 7.1) unterschoben wurde.

Aus Beobachtungen an anderen konvergenten Plattenrändern, an welchen Terranes, *seamounts* und sonstige Unebenheiten angelagert bzw. subduziert werden, ist bekannt, daß im Gefolge eines solchen Großkörpers lange, fast undeformierte Sedimentschichten unterschoben (*underthrusting*) werden können (Platt et al., 1985). Sie wandern sozusagen im "Windschatten" der Unebenheit Richtung Kontinent. Auch Sandkasten-Modellierungen zeigen diesen Effekt (Lallemant et al., 1992; Kukowski et al., 1995).

Die in Kapitel 5.1 eingehend besprochenen und in Abbildung 7.1 zusammengefaßten *linedrawings* der seismischen Profile weisen unterhalb der Überschiebung  $F_C$  schwach deformierte, teilweise sehr lange Pakete auf, die in der palinspastischen Rekonstruktion für die ersten Datierungslücken



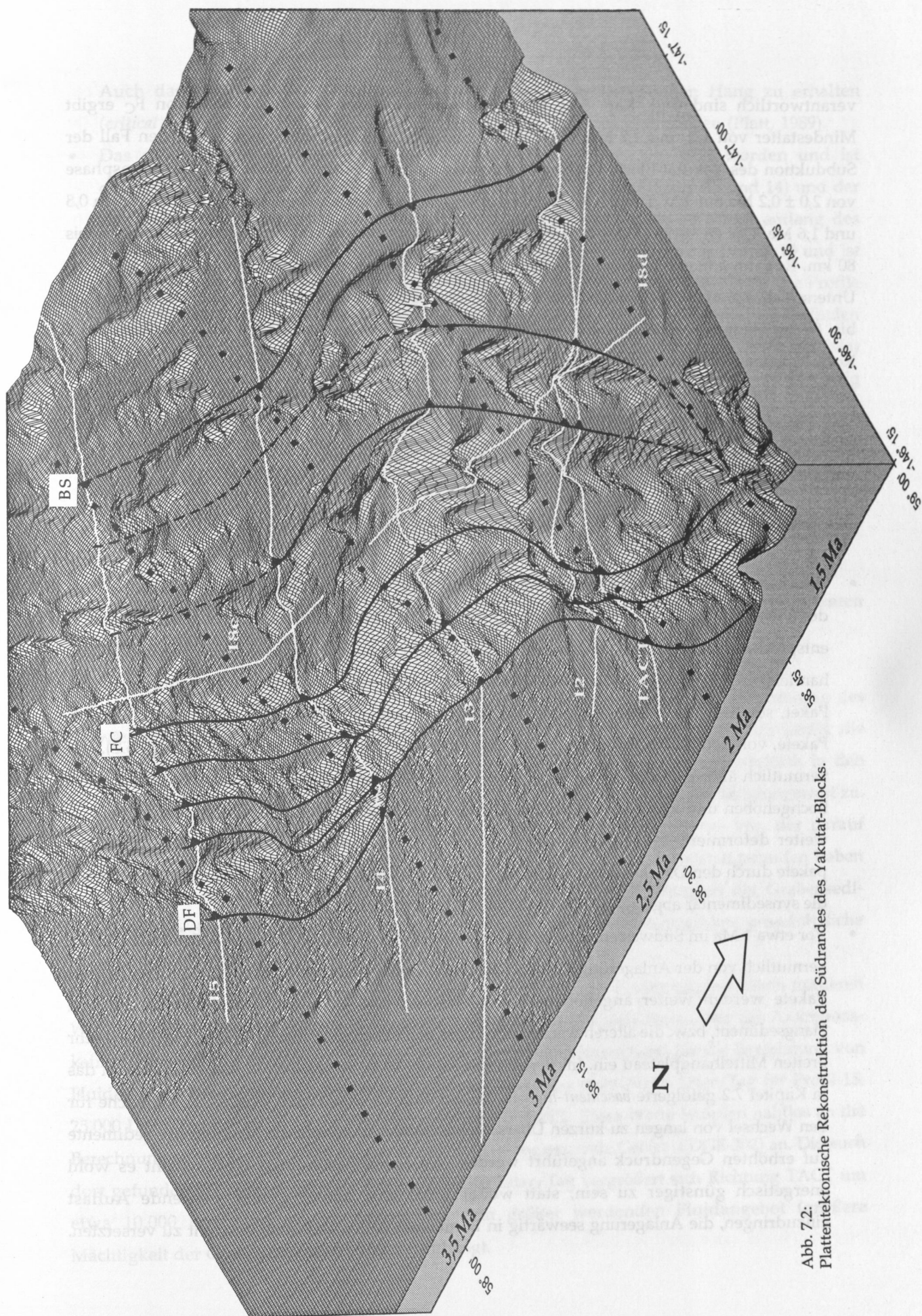


Abb. 7.2: Plattentektonische Rekonstruktion des Südrandes des Yakutat-Blocks.



verantwortlich sind (vgl. Kap. 5.2). Eine Rekonstruktion der Pakete seewärts von  $F_C$  ergibt Mindestalter von 1,2 und 1,7 Ma. Die Paläo-Lagen der magnetischen Anomalie für den Fall der Subduktion des Yakutat-Blocks entlang  $F_C$  ergeben maximale Alter der rezenten Akkretionsphase von  $2,0 \pm 0,2$  Ma auf TACT und  $3,3 \pm 0,4$  Ma auf 15. Die Datierungslücke schwankt also zwischen 0,8 und 1,6 Ma. Das entspricht einer auf den seismischen Profilen nicht erfaßten Konvergenz von 40 bis 80 km. Es kann anhand der vorhandenen Daten nicht entschieden werden, ob dieser Betrag durch Unterschiebung an  $F_C$  allein aufgefangen wurde, ob also das Paket unterhalb  $F_C$  möglicherweise 40 bis 80 km länger ist als auf den Sektionen sichtbar. Wahrscheinlicher ist, daß sich diese Konvergenz auch auf reaktivierte Störungen im Hinterland verteilt. So sind z.B. Verschiebungen (*coseismic slip*) bis zu 30 m entlang komplexer Faltensysteme aus geodätischen und geologischen Messungen der Oberflächendeformation berechnet worden, die durch das Prince-William-Sound Erdbeben (1964) verursacht worden sind (Hohldahl und Sauber, 1994).

Aus diesen Überlegungen leitet sich nun folgendes tektonisches Entstehungsmodell ab:

- Vor etwa 3,5 bis 2 Ma erreicht das südliche Ende des Yakutat-Blocks die geographische Lage der Verwerfung  $F_C$  (Abb. 7.1) auf den Profilen des Untersuchungsgebietes. Damit beginnt, entsprechend zeitversetzt, die Unterschiebung langer, wenig deformierter Sedimentpakete. Es handelt sich dabei höchst wahrscheinlich nicht um ein einziges sehr langes kontinuierliches Paket, sondern um mehrere, durch Kompaktion seismisch nicht mehr abgrenzbare kleinere Pakete, von den gleichen Ausmaßen wie die weiter seewärtig beobachteten (vgl. Kap. 5.2). Die vermutlich älteren Überschiebungspakete C, D und E (Prince William Terrane?) werden dabei hochgehoben und zwischen reaktivierten Überschiebungsbahnen und *backstop* verschoben und weiter deformiert. Im südwestlichen Teil (auf Profil 15) werden ehemalige Kompressionspakete durch den Druck gegen das *backstop* von landwärts vergenteten Störungen überprägt. Auch die synsedimentär abgelagerten Hangsedimente beginnen sich zu bilden.
- Vor etwa 1 Ma im Südwesten und vor etwa 0,5 Ma im Nordosten wird dieses Akkretionsstadium vermutlich von der Anlagerung kleinerer Pakete abgelöst (entlang  $F_B$  unterschoben). Die älteren Pakete werden weiter angehoben und deformiert, und es bilden sich neue Becken von Hangsediment, bzw. die älteren werden mächtiger und ebnen die Falten C, D und E zu einem sehr breiten Mittelhangplateau ein. Im Bereich des Profils 13 ist vermutlich in diesem Zeitraum das in Kapitel 7.2 gefolgerte *basement-high* in die Subduktion einbezogen worden. Als Ursache für den Wechsel von langen zu kurzen Überschiebungspaketen könnte die Reaktion der Sedimente auf erhöhten Gegendruck angeführt werden. Ab einem bestimmten Wert scheint es wohl energetisch günstiger zu sein, statt weiter unter eine immer größer werdende Auflast einzudringen, die Anlagerung seewärtig in Form einer neuen Deformationsfront zu versetzen.

Auch das Bestreben der Sedimente, einen stabilen, materialtypischen Hang zu erhalten (*critical taper*) könnte einen Wechsel im Akkretionsmechanismus verursachen (Platt, 1989).

- Das gegenwärtige Stadium ist vermutlich vor etwa 0,5 Ma eingeleitet worden und ist charakterisiert von der Anlagerung in Form imbriierter Schuppen (Profil 15 und 14) und der anhaltenden Anlagerung kleiner Überschiebungspakete (TACT). Der Wechsel entlang des Tiefseegrabens zwischen diesen Akkretionsformen geschieht im Bereich des Profils 13 und ist vermutlich auf das zeitversetzte Durchqueren des Yakutat-Blocks zurückzuführen. Die Profile 14, 13, 12 und TACT hinken dem Profil 15 in der Entwicklung gewissermaßen nach: sie befinden sich also noch in einem Stadium der Akkretion, welches das Profil 15 schon längst (0,5 Ma) überwunden hat. Die *protothrusts* auf Profil 13 und TACT deuten darauf hin, daß gegenwärtig der Übergang zur Anlagerung imbriierter Schuppen stattfindet. Ein Grund für den brusken, schnittartigen Wechsel könnte das erwähnte *basement-high* sein. Die gegenwärtige äußere Form des Akkretionskeils ist von rezenter, glazigener Erosion entscheidend mitgestaltet worden (Cañons, Hangrutschungen).

#### **7.4 Entwässerung im Akkretionskeil; Vergleich von berechneten Entwässerungsraten mit rezenten Messungen aus dem Untersuchungsgebiet.**

Die Untersuchungen entlang der Profile 15, 14 und TACT haben eine deutliche Änderung des Entwässerungsmusters entlang der Grabenachse aufgezeigt: im südwestlichen Teil findet die Entwässerung, nach einem zaghaften Einsatz vor der Deformationsfront, hauptsächlich in den ersten 20 - 30 km nach der Deformationsfront statt und strebt landeinwärts einem Sättigungswert zu. Im Nordosten findet man einen eher ruhigen Verlauf der Fluidverlustkurve vor, der darauf hindeutet, daß der Großteil der Entwässerung schon in der *protothrust*-Zone stattgefunden haben muß, die außerhalb des abgebildeten Bereiches liegt. Die erhöhte Mächtigkeit der Grabensedimente könnte dazu beigetragen haben, aber auch die in der Struktur beobachtete grundsätzliche Änderung im Überschiebungsbau (vgl. Kap. 5.2).

Die Berechnungen des entwässerten Gesamtvolumens entlang der Profile ergaben einen mittleren Wert von  $22 \pm 5 \text{ km}^3$  (vgl. Kap. 6.2). Legt man das in Kapitel 7.3 diskutierte Alter des Akkretionskeils von etwa 2 Ma im NO und 3 Ma im SW als Entwässerungszeitraum für die Berechnung von Fluidverlustraten zugrunde, erhält man Fluidverlustraten von etwa 20.000 Liter/Tag für Profil 15, 25.000 Liter/Tag für Profil 14 und 30.000 Liter/Tag für TACT. Diese Werte knüpfen nahtlos an die Berechnungen von Kunert (1995) für das im Südwesten angrenzende Gebiet (EDGE-302) an. Die auch dort gefundene Entwässerungsrate von etwa 20.000 Liter/Tag vergrößert sich Richtung TACT um etwa 10.000 Liter/Tag, was sicherlich mit dem größer werdenden Fluidangebot (größere Mächtigkeit der Grabensedimente) zusammenhängt.

Um diese Werte mit den von Suess (1994) vor Ort (EDGE-302) gemessenen Ausstromraten vergleichen zu können, muß der entwässerungsaktive Bereich entlang der Profile abgeschätzt werden. Das Ergebnis der intensiven Suche nach Ventvergesellschaftungen mittels des TV-Schlittens EXPLOS, dokumentiert in den Fahrtberichten der beiden Forschungsreisen SO96 und SO97 (Flüh und von Huene, 1994; Suess, 1994), liefert ein ziemlich klares Bild über die Verteilung der Ventlokationen. Der TV-Schlitten wird während der Meßfahrten mit einem Bodenabstand von ca. 4 m gefahren, wodurch ein Beobachtungsfeld von ca. 5x4 m erreicht wird. Von insgesamt acht technisch erfolgreichen Profilen, die im wahrscheinlichsten *venting*-Bereich in der Nähe der Deformationsfront und des unteren Hanges aufgenommen wurden, sind auf drei Profilen Ventlokationen gefunden worden. Die Gesamtfläche der Austrittsfelder auf EXPLOS 21-1 und EXPLOS 35 z.B. beträgt etwa 10%. Zusammen mit der "Trefferquote" der Meßfahrten von etwa 40% ergibt sich ein entwässerungsaktiver Bereich für den unteren Hang von etwa 4%. Innerhalb dieser aktiven Bereiche ist nun nicht jeder Quadratmeter gleichermaßen aktiv. Wie die Beprobungsarbeiten während SO97 gezeigt haben, sind die Ventlokationen über wenige, etwa 1-2 m<sup>2</sup> große Stellen verteilt (Suess, 1994; Beitrag von Linke et al.: "7. Ventbeprobung mit dem Ventsampler VESP"). Die Messungen an den sechs technisch erfolgreichen Beprobungen ergaben mittlere Werte zwischen 10 und 350 Liter/Stunde und m<sup>2</sup> (Suess, 1994). Nimmt man für die Extrapolation auf Liter/Tag und m<sup>2</sup> einen Maximalwert an, der etwa in der Mitte zwischen diesen sehr kurzzeitigen Messungen (30 min.) liegt, erhält man mittlere Ausstromraten zwischen 250 und etwa 4000 ld<sup>-1</sup>m<sup>-2</sup> (Liter/Tag und m<sup>2</sup>).

Die Berechnungen aus Kapitel 6.2 zeigen, daß die Entwässerung im Bereich des Untersuchungsgebietes hauptsächlich in dem etwa 20 bis 30 km langen Profilabschnitt unterhalb des Mittelhangplateaus stattfindet (vgl. Flüh und von Huene, 1994; Kunert, 1995). Mit den vorangegangenen Überlegungen erhält man daraus eine aktive Fläche von etwa 1 km<sup>2</sup>. Innerhalb dieser Fläche müßte es zwischen 5 und 100 etwa 1 m<sup>2</sup> große Austrittsstellen geben, um die berechneten 20.000 bis 30.000 Liter/Tag mit den mittleren gemessenen Ausstromraten zu entwässern. Geht man davon aus, daß die Entwässerung hauptsächlich entlang der Verwerfungen kanalisiert wird, scheint diese Verteilungsdichte durchaus vertretbar.

Würde man statt dieser, aufgrund der unbekannten Verteilungsdichte der Austrittsstellen, eher qualitativen Diskussion, für die berechneten Verlustaten von 20.000 bis 30.000 ld<sup>-1</sup> Angaben in Liter/Tag und m<sup>2</sup> wagen, käme man mit etwa 0,02 ld<sup>-1</sup>m<sup>-2</sup> auf den schon länger bekannten Unterschied von 3 bis 5 Größenordnungen zwischen direkter Messung und geophysikalischer Berechnung (0,002 ld<sup>-1</sup>m<sup>-2</sup> bei Carson et al. (1990) und 0,0006 ld<sup>-1</sup>m<sup>-2</sup> bei Bekins und Dreiss (1992) gegenüber 100 bis 2000 ld<sup>-1</sup>m<sup>-2</sup> bei Linke et al. (1994)).

Die Ergebnisse dieser Arbeit und die Untersuchungen im südwestlich benachbarten Gebiet (EDGE-302: von Huene, noch nicht veröffentlicht; Kunert, 1995) führen diese Diskrepanz auf die unbekannte



Verteilungsdichte der Austrittsstellen zurück. Die Annahme plausibler Verteilungen, die auf den Ergebnissen der Meßfahrten SO96 und SO97 beruhen, führt zu Entwässerungsraten, die größenordnungsmäßig mit den gemessenen übereinstimmen.

## 8. Zusammenfassung und Ausblick

Das übergeordnete Ziel dieser Arbeit ist es, die Entstehung des mächtigen Akkretionskeils vor Alaska anhand der Bearbeitung von seismischen, bathymetrischen und Bohrloch-Daten zu verstehen. Die komplexe geologische Situation ist geprägt von der Anlagerung unterschiedlich mächtiger Grabensedimente, von der Subduktion bzw. Anlagerung des Yakutat-Blocks und von der Anwesenheit eines "Schleiers" glazigenen Sedimenten und von Erosionserscheinungen (Beckensedimente, Cañons), welche die Strukturen verdecken oder verändern und Korrelationen erschweren.

Die erstmalige Anwendung von modernen Bearbeitungsverfahren auf diesen Datensatz (Tiefenmigration vor dem Stapeln, palinspastische Rekonstruktion, Fokussierungsanalyse) und die Verwendung hochauflösender Bathymetrie ermöglichte eine detaillierte Korrelation von Strukturen und Verwerfungen und die Erarbeitung eines Entstehungsmodells für das Untersuchungsgebiet. Als wesentliche Komponente des Akkretionsgeschehens konnte gleichzeitig das Entwässerungsverhalten der Sedimente untersucht werden.

### Das seismische Processing

Für das seismische Processing ist eine Bearbeitungs-Sequenz entwickelt worden, die an die erschwerten Bedingungen der Bearbeitung komplexer Strukturen angepaßt ist. Die verschiedenen Störsignale wie Spikes, Meeresbodenmultiple, *ringing*, sind erfolgreich unterdrückt worden, mittels der üblichen Filterungen und Dekonvolutionsverfahren, aber auch mittels für die Besonderheiten des Datensatzes eigens zusammengesetzter Prozeßabfolgen. So konnten für die Unterdrückung der Meeresbodenmultiple zwei Alternativverfahren zur üblichen Geschwindigkeitsfilterung im f-k-Bereich mit vergleichsweise sehr gutem Erfolg eingesetzt werden.

Die Anwendung der speziellen Verfahren der Tiefenmigration vor dem Stapeln und der Fokussierungsanalyse zur Bestimmung der Migrationsgeschwindigkeiten ergab sehr gut aufgelöste seismische Tiefensektionen und seismische Geschwindigkeitsmodelle, die als beste Näherung zu den tatsächlichen geologischen Geschwindigkeiten gelten. Auf diesen zur Zeit technisch bestmöglichen Ergebnissen beruhen die weiterführenden strukturellen und fluid-dynamischen Untersuchungen innerhalb dieser Arbeit.

### Die geologische Interpretation

Die Profile 15, 14 und TACT wurden unter Berücksichtigung strukturelogischer Prinzipien interpretiert. Es konnten gemeinsame Elemente im landwärtigen Bereich der Profile gefunden werden, dem sogenannten *backstop*-Bereich und der Überschiebungszone und für den seewärtigen Bereich unterschiedliche Akkretionsstadien. So findet man auf Profil 15 und andeutungsweise auf Profil 14 eine imbrierte Schuppenzone vor, die weiter nordöstlich fehlt. Das Vorhandensein von *protothrusts* auf den nordöstlich Profilen (13 und TACT) deutet allerdings darauf hin, daß sich

gegenwärtig in diesem Bereich ein Wechsel in der Akkretion vollzieht. Die regionalen DSDP- und Industrie-Bohrungen haben die sichere stratigraphische Zuordnung der Reflektoren entlang des Tiefseegrabens zu der Fazies der Surveyor-Sedimente im Liegenden und jener der Grabensedimente im Hangenden ermöglicht. Es stellte sich bei der Interpretation der Profile heraus, daß das *décollement* (die eigentliche Plattengrenze) in der Grenzfläche zwischen den beiden Fazies liegt. Der Akkretionskeil besteht demzufolge ausschließlich aus den Grabensedimenten, während die Surveyor-Sedimente subduziert werden.

Das reflexionsseismische Datennetz, gebildet aus fünf Profilen senkrecht und zwei Profilen parallel zur Grabenachse, und die Verwendung hochauflösender bathymetrischer Daten ergab einen quasi dreidimensionalen Datensatz, der die laterale Korrelation markanter Strukturen und Verwerfungen ermöglicht hat.

### **Die palinspastische Rekonstruktion**

Die palinspastische Rekonstruktion der Profile 15, 14 und TACT diente einerseits als Prüfstein für die Interpretationen - eine geometrisch nicht abwickelbare Interpretation kann geologisch nicht sinnvoll sein (allerdings gibt es sehr viele geometrisch abwickelbare Interpretationen ein und desselben Datensatzes) - und lieferte andererseits die Ausgangsbasis zum Entstehungsmodell des Akkretionskeils. Die jeweils erzielte tektonische Kürzung ergab zusammen mit der für das Untersuchungsgebiet eigens berechneten Konvergenzrate von  $55 \pm 2$  km/Ma Mindestalter der Akkretion von etwa 1,5 Ma im NO und etwa 2,3 Ma im SW. Die Berücksichtigung von Effekten, wie *ductile strain* und Kompaktion, erweiterte diese Werte um 20% auf  $1,8 \pm 0,2$  Ma bzw.  $2,8 \pm 0,4$  Ma. Die Kompensation der Konvergenz im Hinterland durch Bewegung und Deformation entlang reaktivierter Verwerfungen ist dabei vernachlässigt worden und geht in die Berechnungen als zusätzlicher Unsicherheitsfaktor von wenigen Prozent ein.

Die rekonstruierten Profile weisen aufgrund ihrer Länge und des vorgefundenen Überschiebungsbaus unterschiedlich lange Datierungslücken auf, welche nur die Angabe von Mindestakkretionsaltern ermöglicht. Anhand der plattentektonischen Rekonstruktion einer gegenwärtig meßbaren magnetischen Anomalie, die das südliche Ende des Yakutat-Blocks markiert, konnten die Akkretionsalter nach oben beschränkt werden. Es wurden Werte zwischen 1,5 Ma im NO und 3 Ma im SW für die Paläo-Lagen der Anomalie berechnet, die mit der gegenwärtigen Lage des *backstop* übereinstimmt. Der Vergleich mit den rekonstruierten Gesamtaltern von 1,8 Ma bzw. 2,8 Ma zeigt, daß die Werte innerhalb einer Genauigkeit der Paläo-Lagen von etwa 0,2 Ma im NO und 0,4 Ma im SW übereinstimmen. Das widerspricht den vorgefundenen, offensichtlichen Datierungslücken und deutet auf die Subduktion (oder Unterschiebung) des Yakutat-Blocks an einer weiter seewärtig liegenden Verwerfung hin.



## Das Entstehungsmodell

Die dargestellten Ergebnisse lieferten schließlich das Entstehungsmodell des Untersuchungsgebietes.

Demnach ist der Yakutat-Block zwischen etwa 3,5 Ma und 2 Ma (entsprechend zeitversetzt zwischen dem südwestlichen und nordöstlichen Rand des Untersuchungsgebietes) an der Verwerfung unterhalb des Mittelhangplateaus unter die bis dahin akkretierten Sedimente des Prince-William Terranes geschoben worden. Der moderne Akkretionszyklus setzt danach vermutlich mit der Unterschiebung langer, wenig deformierter Sedimentpakete ein (Größenordnung 50 km), die im "Windschatten" des Yakutat-Blocks tief unter die Prince-William Sedimente eindringen. Letztere werden dabei angehoben und an landwärts vergenten Aufschiebungen deformiert und versetzt.

Ein nächstes Akkretionsstadium ist zwischen etwa 1 Ma und 0,5 Ma (im SW bzw. NO) durch die Anlagerung kleinerer (Größenordnung 10 km) Sedimentpakete, und im Bereich von Profil 13 durch die Subduktion des in dieser Arbeit erstmals gefolgerten *basement high* charakterisiert. Dadurch werden die schon angelagerten Sedimente angehoben und deformiert. Die Deformation und Verschiebung der Prince-William Sedimente entlang reaktivierter Verwerfungen hält an.

Das gegenwärtige Stadium ist vermutlich vor etwa 0,5 Ma eingeleitet worden und zeichnet sich durch Schuppenbau im SW und anhaltender Anlagerung kleiner Pakete im NO aus. Das postulierte *basement high* hat im Bereich des Profils 13 eine großräumige Aufwölbung verursacht, die an ihren Rändern (vermutlich Schwächezonen) von glazigenen Erosionserscheinungen überprägt wurde (Hangrutschungen, Cañons).

## Die Entwässerung

Die Wechselwirkungen von tektonischen und fluid-dynamischen Vorgängen brachten die gegenwärtige Struktur des Akkretionskeiles vor der Kenai-Halbinsel hervor und verursachten eine Entwässerung der ozeanischen Sedimente, die nach den Berechnungen dieser Arbeit bis zu 50% beträgt. Für das südwestlich benachbarte Gebiet (EDGE-302) ist in der Arbeit von Kunert (1995) eine ähnlich starke Entwässerung gefunden worden.

In dieser Arbeit ist es gelungen, aufgrund der außergewöhnlichen Güte des seismischen Geschwindigkeitsmodells und der Einschränkung des aktiven Entwässerungsbereiches Fluidverlustaten zu berechnen, die mit den vor Ort gemessenen Entwässerungsraten innerhalb einer Größenordnung übereinstimmen. Damit konnte die bisher beobachtete Diskrepanz von mehreren Größenordnungen zwischen gemessenen und berechneten Verlustaten aufgehoben, bzw. auf die unbekannte Verteilungsdichte der Austrittsstellen und die von anderen Autoren verwendeten, weniger gut geeigneten seismischen Geschwindigkeiten zurückgeführt werden.

Für das Gesamtakkretionsalter des betrachteten Untersuchungsgebietes sind Verlustaten von 20.000 Liter/Tag im SW und 30.000 Liter/Tag im NO berechnet worden. Der Unterschied ist sicherlich in dem nordöstlich größeren Fluidangebot begründet. Der entwässerungsaktive Bereich konnte,

basierend auf den Beobachtungen vor Ort (Flüh und von Huene, 1994; Suess, 1994), auf kleiner als 4% der wahrscheinlichsten Entwässerungsfläche am unteren Hang geschätzt werden. Für die Entwässerung der genannten Volumina pro Tag mit den mittleren gemessenen Raten von etwa 250 bis 4000 Liter/Tag und Quadratmeter (nach Suess, 1994), müßte es in diesem Bereich zwischen 5 und 100 Quadratmetergroße Austrittsstellen geben. Geht man davon aus, daß die Entwässerung hauptsächlich entlang der Verwerfungen kanalisiert wird, scheint diese Verteilungsdichte plausibel. Andere Entwässerungsmechanismen (Dehydratation, Genese von Hydrogenkarbonaten) können in dem betrachteten Bereich des Akkretionskeils als vernachlässigbar angesehen werden (Moore et al., 1991b).

### **Ausblick**

Weiterführende Untersuchungen anhand dieses Datensatzes könnten die vorgestellten Ergebnisse ergänzen und hinterfragen. So wäre es wünschenswert, die seismischen Profile bis in den Schelfbereich weiter zu bearbeiten. Die Reflektoren könnten damit anhand der Industriebohrungen KSSD 1-3 stratigraphisch eingeordnet werden, woraus sich für die Interpretation der Profile zusätzliche Einschränkungen ergeben würden.

Eine intensivere Zusammenarbeit mit Wissenschaftlern, die den Kontinentalrand vor Alaska mit anderen Methoden untersuchen, wäre der Komplexität des Gebietes angemessen. Die Ergebnisse von refraktionsseismischen Messungen z.B. ergänzen die mittels Fokussierungsanalyse erstellten Geschwindigkeitsmodelle mit sehr genauen Intervallgeschwindigkeiten für die tieferen Schichten (S. Ye, pers. Mitteilung). Geologische Untersuchungen im Schelfbereich werden die Entstehungsgeschichte des Gebietes verfeinern und ergänzen (R. Dethloff schreibt eine Dissertation zu diesem Thema), und schließlich stellt die Satellitenaltimetrie (N. Didden, GEOMAR) einen weiteren unabhängigen Ansatz zur Erforschung des Gebietes dar.

Die Integration aller Methoden würde ein realistisches, abgerundetes Bild des Golfes von Alaska ergeben, welches der Grundlagenforschung einen wichtigen Baustein zur Vervollständigung des plattentektonischen Puzzles liefert und die aktuell relevanten Erforschungen der globalen Klimaveränderung und der Erdbebenvorhersage mit Details in der Struktur und Entwässerung der aktivsten Bereiche der Erdkruste unterstützt.

## Literatur

- Bangs, N. L. B., Westbrook, G. K., Ladd, J. W., Buhl, P., 1990: Seismic velocities from the Barbados Ridge complex: Indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex. *Journal of Geophysical Research*, 95, B6, 8767-8782.
- Bekins, B. A., Dreiss, S. J., 1992: A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms. *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 275-287.
- Bray, C. J., Karig, D. E., 1985: Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes. *Journal of Geophysical Research*, 90, 768-778.
- Brocher, T. M., Fuis, G. S., Fisher, M. A., Plafker, G., Moses, M. J., Taber, J. J., Christensen, N. I., 1994: Mapping the megathrust beneath the northern Gulf of Alaska using wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 99, B6, 11,663-11,685.
- Bruns, T. R., 1983: Model for the origin of the Yakutat Block, an accreting terrane in the northern Gulf of Alaska. *Geology*, 11, 718-721.
- Carson, B., Suess, E., Strasser, J., 1990: Fluid flow and mass flux determinations at vent sites on the Cascadia Margin accretionary prism. *Journal of Geophysical Research*, 95, 8891-8897.
- Coltrin, G., Backus, M., Shipley, T. H., Cloos, M., 1989: Seismic reflection imaging problems resulting from a rough surface at the top of the accretionary prism at convergent margins. *Journal of Geophysical Research*, 94, B12, 17,485-17,496.
- Cox, A., Hart, R. B., 1986: Plate tectonics - How it works. Blackwell Scientific Publications.
- Dahlstrom, C. D. A., 1969a: The upper detachment in concentric folding. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 17, 3, 326-346.
- Dahlstrom, C. D. A., 1969b: Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 743-757.
- Davis, E. E., Hyndman, R. D., 1990: Rates of fluid expulsion from the Northern Cascadia accretionary prism: constraints from new heat flow and multichannel seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research*, 95, 8869-8889.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S., 1990: Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- Dix, C. H., 1955: Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20, 68-86.
- Epard, J. L., Groshong, H. (Jr.), 1993: Excess area and depth to detachment. *The AAPG Bulletin*, 77, 8, 1291-1302.
- Flüh, E., von Huene, R. (Hrsg.), 1994: FS SONNE, Fahrtbericht SO96, KODIAK SEIS, Hong Kong-Kodiak-Kodiak, 09.06.1994-26.07.1994, GEOMAR Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Fisher, M. A., 1980: Petroleum geology of the Kodiak Shelf, Alaska. *AAPG Bulletin*, 64, 8, 1140-1157.
- Gaedicke, Chr., 1994: Deformation von Sedimenten im Nankai-Akkretionskeil, Japan. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., Gregory, A. R., 1974: Formation velocity and density - the diagnostic basis for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39, 770-780.
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavielle, J., Lallemand, S., 1994: Accretionary cycles observed in scaled sandbox experiments simulating accretionary wedge growth: Implications for the evolution of convergent margins. *AGU, San Francisco, EOS*, 75, 645-646.
- Hamilton, E. L., 1978: Sound velocity - density in sea-floor sediments and rocks. *Journal of the Acoustical Society of America*, 63, 366-377.
- Henry, P., Lallemand, S. J., Le Pichon, X., Lallemand, S. E., 1989: Fluid venting along Japanese trenches: tectonic context and thermal modelling. *Tectonophysics*, 160, 277-291.



- Hohldahl, S. R., Sauber, J., 1994: Coseismic slip in the 1964 Prince William Sound earthquake: A new geodetic inversion. *PAGEOPH*, 142 (1), 55-82.
- Hyndman, R. D., Davis, E. E., 1992: A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion. *Journal of Geophysical Research*, 97, 7025-7041.
- Jones, D. L., 1982: Preliminary tectonographic terrane map of the Circum-Pacific region. *AAPG Bulletin*, 66, 972.
- Karig, D. E., 1985: The framework of deformation in the Nankai Trough *in* Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. et al. (eds.): *Init. Reports DSDP*, Washington, 87, 927-940.
- Keller, G. et al., 1984: Paleoclimatic evidence for cenozoic migration of Alaskan terranes. *Tectonics*, 3, 4, 473-495.
- Kukowski, N., Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., 1994: Sediment accretion against a buttress beneath the Peruvian continental margin as simulated with sandbox modelling. *Geologische Rundschau*, 83, 822-831.
- Kukowski, N., Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., 1995: Material transfer, accretion and deformation in the sandbox including lateral variations of input and weak horizons. *Annales Geophysicae*, Supplement I to vol. 13, C136.
- Kunert, J., 1995: Untersuchungen zu Massen- und Fluidtransport anhand der Bearbeitung reflexionsseismischer Daten aus der Kodiak-Subduktionszone, Alaska. *GEOMAR Report* 37.
- Kvenvolden, A. K., von Huene, R., 1985: Natural gas generation in sediments of the convergent margin of the Eastern Aleutian Trench area, *in* Howell, D. G., (ed.): *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Houston, Texas, 31-49.
- Lallemand, S. E., Malavieille, J., Calassou, S., 1992: Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: experimental modeling and marine observations. *Tectonics*, 11, 1301-1313.
- Lammers, S., Suess, E., 1994: An improved head-space analysis method for methane in seawater. *Marine Chemistry*, 47, 115-125.
- Le Pichon, X., Kobayashi, K., Kaiko-Nankai Scientific Crew, 1992: Fluid venting activity within the eastern Nankai Trough accretionary wedge: A summary of the 1989 Kaikao-Nankai results. *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 303-318.
- Lewis, B. T. R., Cochrane, G. C., 1990: Relationship between chemosynthetic benthic communities and geologic structure on the Cascadia subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 95, 8783-8793.
- Linke, P., Suess, E., Torres, M., Martens, V., Rugh, W. D., Ziebis, W., Kulm, L. D., 1994: In situ measurement of fluid flow from cold seeps at active continental margins. *Deep-Sea Research I*, 41, 4, 721-739.
- Linke, P., Suess, E., Martens, V., Rugh, W. D., Ziebis, W., Breymann, M. v., Carson, B., Kulm, L. D., *in press*: Determination of fluid flow from subduction zone vents.
- Lindsey, J. P., 1989: The Fresnel zone and its interpretive significance. *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*, 10, 33-39.
- MacKay, M. E., Moore, G. F., Kläschen, D., von Huene, R., *in prep.*: Counterintuitive velocity decrease at the toe of the Oregon accretionary prism.
- Militzer, H., Weber, F. (Hrsg.), 1987: *Angewandte Geophysik*. Springer-Verlag, Wien, New York, Berlin.
- Moore, J. C., Orange, D., Kulm, L., 1990: Interrelationship of fluid venting and structural evolution: Alvin observations from the frontal accretionary prism, Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 95, B6, 8795-8808.
- Moore, J. C., Diebold, J., Fisher, M. A., Sample, J., Brocher, T., Talwani, M., Ewing, J., von Huene, R., Rowe, C., Stone, D., Stevens, C., Sawyer, D., 1991a: EDGE deep seismic reflection transect of the eastern Aleutian arc-trench layered lower crust reveals underplating and continental growth. *Geology*, 19, 420-424.
- Moore, J. C., Taira, A., Moore, G., 1991b: Ocean drilling and accretionary processes. *GSA Today*, 1, 12, 265-270.
- Moore, J. C., Vrolijk, P., 1992: Fluids in accretionary prisms. *Reviews of Geophysics*, 30, 2, 113-135.

- Morgan, J. K., Karig, D. E., 1995: Kinematics and a balanced and restored cross-section across the toe of the eastern Nankai accretionary prism. *Journal of Structural Geology*, 17, 1, 31-45.
- Nafe, J. E., Drake, C. L., 1957: Variations in depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional shear waves. *Geophysics*, 22, 523-522.
- Newman, P., 1973: Divergence effects in a layered earth. *Geophysics*, 38, 481-488.
- National Geophysical Data Center, 1988: E-Topo5-Bathymetry/Topography Data. Data Announcement 88-MGG-02, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C.
- Plafker, G., Winkler, G. R., Coonrad, W. L., Claypool, G., 1980: Preliminary geology for the continental slope adjacent to OCS Lease sale 55, eastern Gulf of Alaska: Petroleum resource implications. U.S. Geological Survey Open-File Report 80-1089.
- Plafker, G., 1987: Regional geology and petroleum potential of the northern Gulf of Alaska continental margin, *in* Scholl, D. W., Grantz, A., Vedder, J. G. (eds.): *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufordsea to Baja California*, Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 6, 229-268.
- Plafker, G., Moore, J. C., Winkler, G. R., 1994: Geology of the southern Alaska margin, *in* Plafker, G., Berg, H.C. (eds.): *The Geology of North America*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, G-1: *The Geology of Alaska*.
- Platt, J. P., et al., 1985: Large-scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, southwest Pakistan. *Geology*, 13, 507-511.
- Platt, J. P., 1989: The mechanics of frontal imbrication: a first order analysis. *Geologische Rundschau*, 77, 577-589.
- Schmöller, R., 1978: Bearbeitung reflexionsseismischer Daten, *in* Militzer, H. u. Weber, F. (Hrsg.): *Angewandte Geophysik*, 3, 188-228, Wien-New York/Berlin, Springer Verlag/ Akademie Verlag.
- Schwab, W. C., Bruns, T. R., von Huene, R., 1980: Maps showing structural interpretation of magnetic lineaments in the northern Gulf of Alaska. Miscellaneous Field Studies Map MF-1245, U.S. Geological Survey.
- Sheriff, R. E., Geldart, L. P., 1982: *Exploration seismology: History, theory and data acquisition*, 1, Cambridge University Press.
- Shipley, T. H., Moore, G. F., 1986: Sediment accretion, subduction and dewatering at the base of the trench slope off Costa Rica. *Journal of Geophysical Research*, 91, 2019-2028.
- Stevenson, A. J., Embley, R., 1987: Deep-sea fan bodies, terrigenous turbidite sedimentation, and petroleum geology, Gulf of Alaska, *in* Scholl, D. W., Grantz, A., Vedder, J. G. (eds.): *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufordsea to Baja California*, Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 6, 503-522.
- Suess, E., Carson, B., Ritger, S. D., Moore, J. C., Kulm, L. D., Cochrane, G. R., 1985: Biological communities at vent sites along the subduction zone off Oregon. *Bull. of the Biological Soc. of Washington*, Washington, 9, 475-484.
- Suess, E. (Hrsg.), 1994: FS SONNE, Fahrtbericht SO 97 KODIAK-VENT Kodiak-Dutch Harbor-Tokyo-Singapur, 27.7.-19.9.1994, GEOMAR Report 19.
- Suppe, J., 1985: *Principals of structural geology*. Printice-Hall, New Jersey.
- Turner, R. F., Lynch, M. B., Conner, T. A., Hallin, P. J., Hoose, P. J., Martin, G. C., Olson, D. L., Larson, J. A., Flett, T. O., Sherwood, K. W., Adams, A. J., 1987: Geological and operational summary, Kodiak Shelf Stratigraphic Test Wells, Alaska.
- von Huene, R., Kulm, L. D., 1973: Tectonic summary of Leg 18, *in* Kulm, L. D., von Huene, R. et al. (eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 18, 961-976.
- von Huene, R., Keller, G., Bruns, T. R., McDougall, K., 1985: Cenozoic migration of alaskan terranes indicated by paleontologic study, *in* Howell, D. G. (ed.): *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Houston, Texas, 121-134.

- von Huene, R., Fisher, M. A., Bruns, T. R., 1987:** Geology and Evolution of the Kodiak Margin, Gulf of Alaska, *in* Scholl, D. W., Grantz, A., Vedder, J. G. (eds.): Geology and resources off western North America. Houston, Texas, 6, 191-211.
- von Huene, R., 1989:** Continental margins around the Gulf of Alaska, *in* Winterer, E. L., Hussong, D. M., Decker, R. W. (eds.): The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. The Geology of North America, Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- von Huene, R., Scholl, D., 1991:** Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 279-316.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., 1993:** GMT - Generic Mapping Tool - version 2.1.4. Technical Reference and Cookbook.
- Yilmaz, Ö., 1987:** Seismic data processing. Investigations in Geophysics, 2, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.